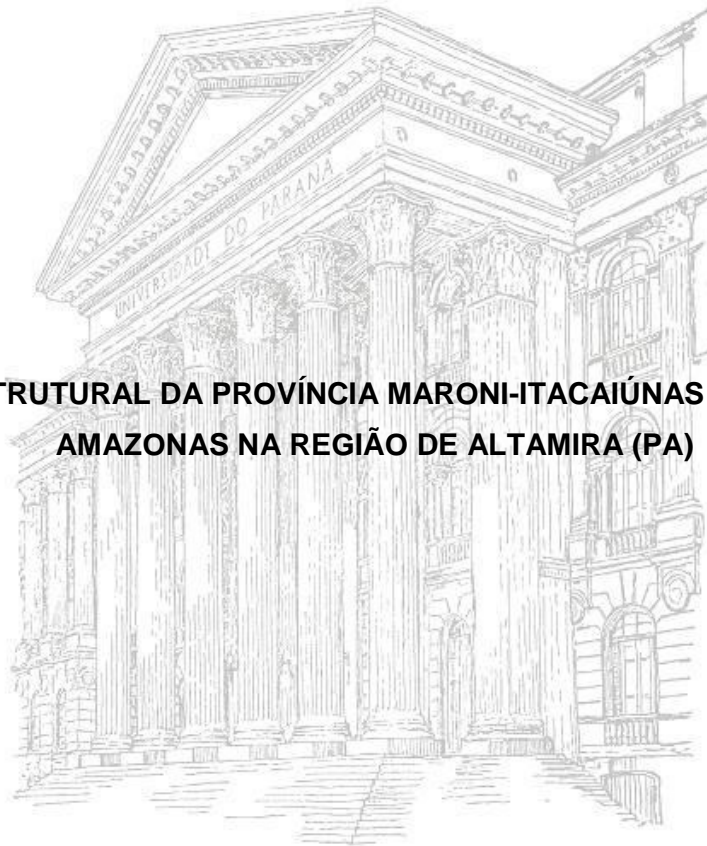


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

EDIMAR PERICO

**ANÁLISE ESTRUTURAL DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS E DA BACIA DO  
AMAZONAS NA REGIÃO DE ALTAMIRA (PA)**



CURITIBA

2010

EDIMAR PERICO

**ANÁLISE ESTRUTURAL DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS E DA BACIA DO  
AMAZONAS NA REGIÃO DE ALTAMIRA (PA)**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, pelo Curso de Pós-Graduação em Geologia – Área de Exploração, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

CURITIBA  
2010

Perico, Edimar

Análise estrutural da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas na região de Altamira (PA) / Edimar Perico. – Curitiba, 2010. 119 f., il.; tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros

1. Geologia estrutural – Amazonas, Rio, Bacia. I. Barros, Carlos Eduardo de Mesquita. II. Título.

CDD 551.8

Aos meus pais Valmir e Lorita,  
Ao meu irmão Alisson  
À minha noiva Cláudia  
Dedico a vocês tudo o que alcancei.

## AGRADECIMENTOS

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná pela oportunidade de realizar o trabalho e pela infra-estrutura disponibilizada.

À PETROBRAS (Petróleo Brasileiro SA) em convênio com PROFEX (Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias) pelo financiamento do projeto ‘ “Caracterização Estrutural do Embasamento da Bacia do Amazonas e implicações para reativações de falhas durante o Fanerozóico”.

Ao Professor Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros pelos inúmeros ensinamentos técnicos transmitidos e pelas correções sugeridas, sempre com o objetivo de enriquecer meu trabalho. Sua dedicação e incentivo contribuíram muito para a realização da pesquisa. Além de um ótimo orientador, você também se mostrou um grande amigo.

Ao Professor Msc. Fernando Mancini e ao Dr. Sidnei Pires Rostirolla pelas participações nas discussões, pelas correções indicadas, pela companhia nas atividades de campo e pelos diversos materiais que me foram fornecidos.

Ao relator da qualificação Professor Dr. Rômulo Machado pelas contribuições indicadas.

Aos membros da banca professores Ruy Paulo Philipp e Elvo Fassbinder pelas valiosas críticas e considerações.

Aos colegas do Laboratório de Análise de Bacias e Petrofísica (LABAP) por todo o apoio e auxílio ao longo da realização das atividades. A ajuda de vocês foi fundamental para a realização desta pesquisa. À colega Thais Santos pelos esclarecimentos no uso de diversos *softwares* e também na análise de paleotensores e ao Kaluan Juk pela participação nas discussões e pela ajuda na elaboração do *Abstract*.

Aos meus familiares, à minha noiva e aos amigos por toda a paciência que tiveram nos momentos em que estive ausente. Agradeço também por todo o incentivo e confiança que me foram passados.

## RESUMO

A caracterização de estruturas em rochas do embasamento de uma bacia sedimentar apresenta grande interesse para a indústria petrolífera. Estruturas preexistentes podem ter influenciado na evolução das rochas sedimentares e controlado a distribuição de hidrocarbonetos. Este trabalho caracterizou as principais descontinuidades existentes na Província Maroni-Itacaiúnas. A área de estudos está situada no centro-leste do Estado do Pará, no Terreno Bacajá e abrange rochas fanerozóicas da borda sul da Bacia do Amazonas e seu embasamento paleoproterozoico. A análise estrutural multiescala foi baseada em dados da literatura, na análise de imagens SRTM, em dados geológicos de campo, em dados microtectônicos e geocronológicos e na análise de paleotensores. A análise de imagens SRTM mostrou a predominância de feições de direção NW-SE na Bacia do Amazonas e no embasamento. No caso da bacia, a presença dos lineamentos relaciona-se a fraturas, enquanto que no embasamento, podem refletir também acamamentos litológicos, contatos geológicos, formas de plútons e foliações. O embasamento é constituído por rochas metabásicas e granitoides foliados, que afloram sob a forma de corpos alongados na direção N45W. As rochas metabásicas são foliadas em diferentes intensidades, com substituições mineralógicas resultantes de dois eventos metamórficos. Os granitoides apresentam acamamento ígneo (fluxo magmático) e geralmente concordante a este, há foliação magmática de achatamento cuja direção é N80W. Estas feições juntamente à presença de simplectitos atestam a natureza sinmagmática da deformação. Esse conjunto de estruturas dos plútons graníticos sugere uma história de aumento da deformação em regime de temperaturas decrescentes, denotando a assinatura sintectônica destas rochas. Zonas miloníticas, filonitos e cataclasitos, retratam deformações ocorridas em diferentes condições de temperatura. Além das estruturas dúcteis contemporâneas à colocação dos plútons, foram identificadas quatro fases de deformação rúptil. A fase mais antiga tem idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em muscovita de 1977 Ma, e é representada por transcorrências de direção N30E. A segunda fase de deformação registrada em granitoides, possui provável idade paleoproterozoica, tensor sigma 1 na direção N75W, e está associada a transcorrências sinistrais orientadas para N30W. No Devoniano Superior teria ocorrido a terceira fase de deformação rúptil com tensor sigma 1 na direção N-S, quando teriam sido geradas as transcorrências de direção NE-SW (sinistral) e NW-SE (dextral) em granitoides do embasamento e arenitos da Formação Ererê. A quarta fase de deformação rúptil estaria relacionada à intrusão das rochas básicas (Penatecaua) e seria a responsável pelo desenvolvimento das falhas reversas em rochas da Bacia do Amazonas.

Palavras-chave: Análise estrutural. Bacia do Amazonas. Província Maroni-Itacaiúnas.

## ABSTRACT

The aim of this study is to characterize the structures of the rocks that compose the bedrock of the Amazonas Basin. This basin has a great interest for the petroleum industry for the reason of its potential due to its large area and some accumulation already discovered. This study is important since preexisting structures might have influenced the evolution of the depositional systems in the basin and furthermore the distribution of hydrocarbons. This study intends to characterize the main structures observed in the Paleoproterozoic rocks of the Maroni-Itacaiúnas Province. The study area is situated in the center-east area of the Pará state, in the Bacajá Terrain, North region of Brazil and it includes Phanerozoic deposits of the south border of the Amazon Basin and igneous and metamorphic rocks from the Maroni-Itacaiúnas Province. The multiscale structural analysis was based on bibliography research, remote image analysis, outcrops studies, microtectonics analysis,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic and in paleostress analysis. The SRTM images reveal the predominance of structures with NW-SE trend. In the basin the lineaments represent fractures, whereas in the bedrock, they also reflect lithological layering, geologic contacts, shape of plutons and foliations. The basement is composed by two main groups of rocks: foliated metabasics and several granitic bodies. The metabasics occur in a kilometer-long band oriented in the NW-SE direction. These rocks also show mineralogical substitution formed in response to seafloor metamorphism. Granites display igneous layering (magmatic flow) and foliations with NW-SE trend, marked by the orientation and flattening of some minerals (synmagmatic deformation). Mylonites, phyllonites and cataclastic rocks developed in different conditions of temperature. Structures within granite plutons developed under progressive deformation rate and decreasing temperature regime. These conditions confirm the syntectonic nature of most studied granites. Based on the collected data there was identified four phases of brittle deformation.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on muscovite yielded the age of 1977 Ma for the strike slip older brittle fault which has N30E direction. The second phase of deformation, also of Paleoproterozoic age, was responsible for the sinistral strike slip fault of N30W direction, developed in a strain system with sigma 1 oriented in the N75W direction. The third phase of brittle deformation affected Devonian rocks, is represented by NE sinistral and NW dextral faults in a system with sigma 1 having N-S direction. The last identified brittle deformation was associated with the intrusion of basic rocks (Mesozoic Penatecaua magmatism), and would be responsible for the development of the reverse faults in the rocks of the Amazonas basin.

Key words: Structural analysis. Amazonas Basin. Maroni-Itacaiúnas Province.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	14
1.1 JUSTIFICATIVA	14
1.2 OBJETIVOS	16
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	16
<b>2 GEOLOGIA REGIONAL</b>	19
2.1 BREVE HISTÓRICO	19
2.2 ESTRUTURAS REGIONAIS	20
2.3 GEOLOGIA LOCAL DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS	29
2.4 GEOLOGIA LOCAL DA BACIA DO AMAZONAS	35
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	38
3.1 ANÁLISE DE IMAGENS	38
3.2 ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS	39
3.3 PETROGRAFIA	41
3.4 ANÁLISE DE PALEOTENSORES	42
3.5 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	43
<b>4 ANÁLISE DE IMAGENS</b>	44
4.1 INTRODUÇÃO	44
4.2 RESULTADOS	44
4.3 DISCUSSÃO	50
<b>5 ANÁLISE ESTRUTURAL DESCRITIVA</b>	52
5.1 EMBASAMENTO	52
5.1.1 Rochas metabásicas	52
5.1.2 Granitoides foliados	57
5.1.2.1 Acamamento ígneo	57
5.1.2.2 Veios quartzo-feldspáticos	59
5.1.2.3 Foliação magmática de achatamento	60
5.1.2.3.1 Foliação incipiente	61
5.1.2.3.2 Foliação moderada	63
5.1.2.4 Protomilonitos	65
5.1.2.5 Milonitos	67
5.1.2.6 Filonitos	68
5.1.2.7 Cataclasitos	69
5.1.2.8 Falhas	71
5.1.2.9 Fraturas	73
5.1.2 DISCUSSÕES	75
5.2 BACIA DO AMAZONAS	77
5.3 DISCUSSÕES	80
<b>6 ESTUDO DE PALEOTENSORES E FASES DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL</b>	82
6.1 FASES DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL	85
6.1.1 Deformação transcorrente sinistral N30W	86
6.1.2 Deformação transcorrente dextral (N30W) e sinistral (N30E)	87
6.1.3 Deformação local decorrente da intrusão de rochas básicas	89
6.1.4 Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita	90
<b>7 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-ESTRUTURAL</b>	94
7.1 PROCESSOS MAGMÁTICOS X PROCESSOS TECTÔNICOS	94
7.2 AMBIENTE TECTÔNICO	96



7.3 METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO DE ROCHAS METABÁSICAS.....	97
7.4 COLOCAÇÃO DE PLÚTONS GRANITOIDES.....	98
7.5 ESTRUTURAS FORMADAS EM TEMPERATURAS SUPERIORES A 400°C..	101
7.6 ESTRUTURAS FORMADAS EM TEMPERATURAS INFERIORES A 400°C...	103
<b>8 CONCLUSÃO.....</b>	<b>105</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>107</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 - (A) MAPA DOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS DA AMÉRICA DO SUL MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DO ESTADO DO PARÁ. MODIFICADO DE SOUZA-LIMA (2005). (B) MAPA DOS DOMÍNIOS GEOLÓGICOS DO ESTADO DO PARÁ COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS. MODIFICADO DE VASQUEZ E ROSA-COSTA (2008). (C) MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO DOMÍNIO BACAJÁ E DA BORDA SUL DA BACIA DO AMAZONAS. MODIFICADO DE VASQUEZ E ROSA-COSTA (2008).....	17
FIGURA 2 - CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO AMAZONAS. MODIFICADO DE CUNHA, MELO E SILVA (2007).....	27
FIGURA 3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDOS DE ACORDO COM AS SUBDIVISÕES DO CRÁTON AMAZÔNICO DE TASSINARI E MACAMBIRA (1999) E DE SANTOS <i>ET AL.</i> (2000).....	30
FIGURA 4 – MAPA GEOLÓGICO DE FARACO <i>ET AL.</i> (2005) COM DESTAQUE PARA A ORIENTAÇÃO NW-SE DAS UNIDADES DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.....	32
FIGURA 5 – PRINCIPAIS ESTRUTURAS OBSERVADAS NA PARTE LESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ POR BARROS <i>ET AL.</i> (2007). NOTAR A TRAJETÓRIA DAS FOLIAÇÕES NA DIREÇÃO NW-SE, MESMA DIREÇÃO DOS PLÚTONS GRANITOIDES.....	34
FIGURA 6 – PRINCIPAIS LINEAMENTOS DEFINIDOS EM ALGUNS TRABALHOS PARA A ÁREA DE ESTUDOS.....	37
FIGURA 7 – EXEMPLOS DE AFLORAMENTOS ONDE FORAM COLETADAS AMOSTRAS ORIENTADAS PARA ANÁLISES MICROTECTÔNICAS.....	40
FIGURA 8 – EXEMPLOS DE AFLORAMENTOS ESTUDADOS. (A) BLOCOS PRÓXIMOS A RODOVIA TRANSAMAZÔNICA E ESTRADAS VICINAIS; (B) CORTES DE ESTRADA; (C E D) EXPOSIÇÃO AO LONGO DE RIOS.....	41
FIGURA 9 – (A) MODELO DIGITAL DE ELEVACAO SRTM UTILIZADO NA ANÁLISE DE IMAGENS (ILUMINAÇÃO A N45E). (B) LINEAMENTOS DE PRIMEIRA ORDEM DEFINIDOS EM ESCALA 1:800.000.....	45
FIGURA 10 – (A) LINEAMENTOS DE PRIMEIRA ORDEM REFINADOS, IDENTIFICADOS NA ESCALA 1:250.000. (B) LINEAMENTOS DE SEGUNDA ORDEM IDENTIFICADOS NA ESCALA 1:250.000.....	46
FIGURA 11 – DIAGRAMAS DE ROSETAS CONFECCIONADOS COM BASE NOS LINEAMENTOS DE PRIMEIRA ORDEM, NOS LINEAMENTOS DE PRIMEIRA ORDEM REFINADOS E NOS LINEAMENTOS DE SEGUNDA ORDEM.....	47

FIGURA 12 – MAPAS DE CONTORNO DE FREQUÊNCIA, COMPRIMENTO PARCIAL E INTENSIDADE, CONFECCIONADOS COM BASE NOS LINEAMENTOS OBSERVADOS EM IMAGEM SRTM.....49

FIGURA 13 – MAPA DE UNIDADES LITOLÓGICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) COM A LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS NA BACIA DO AMAZONAS E NA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.....53

FIGURA 14 - (A) FOTOMICROGRAFIA (LUZ NATURAL) DE ROCHA METABÁSICA FOLIADA DA SEQUÊNCIA TRÊS PALMEIRAS. (B) FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE ROCHA METABÁSICA MOSTRANDO NÍVEIS COM CRISTAIS DE ANFIBÓLIO DE GRANULAÇÃO VARIADA.....54

FIGURA 15 - (A) E (B) ROCHA METABÁSICA DA SEQUÊNCIA TRÊS PALMEIRAS COM FOLIAÇÃO DE ORIENTAÇÃO MINERAL DE PENETRATIVIDADE MODERADA A FORTE. (C) FRATURAS ESCALONADAS OBLÍQUAS À FOLIAÇÃO COM INDICAÇÃO DE CINEMÁTICA DESTAL. PONTO PMI – 25.....55

FIGURA 16 - (A) ROCHA METABÁSICA FORMADA POR MATRIZ FINA, PORFIROBLASTOS DE FELDSPATO E VEIOS DE QUARTZO DE ESPESSURA SUBMILIMÉTRICA. PONTO PMI-29. (B) FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE ROCHA METABÁSICA MOSTRANDO TEXTURA BLASTOFÍTICA. (C) FOTOMICROGRAFIA (LUZ NATURAL) DE ROCHA METABÁSICA COM CRISTAIS DE HORNBLENDA COM ARRANJO RADIAL. PONTO PMI – 25.....56

FIGURA 17 – (A) BLOCO MÉTRICO DE LATERITA; (B) PRESENÇA DE CAVIDADES ACHATADAS. PONTO PMI-18.....57

FIGURA 18 – (A) MONZONGRANITO COM ACAMAMENTO PRIMÁRIO MARCADO PELA ALTERNÂNCIA DE NÍVEIS RICOS EM MINERAIS MÁFICOS E NÍVEIS QUARTZO-FELDSPÁTICOS E DIAGRAMA COM AS PRINCIPAIS DIREÇÕES DO ACAMAMENTO. PONTO PMI-23. (B) GRANITO COM ACAMAMENTO ÍGNEO DEFINIDO PELA ALTERNÂNCIA DE NÍVEIS RICOS EM MÁFICOS E NÍVEIS QUARTZO-FELDSPÁTICOS. PONTO PTZ-08.....58

FIGURA 19 - (A) GRANITO COM ACAMAMENTO ÍGNEO MARCADO PELA INTERCALAÇÃO DE NÍVEIS COM DIFERENTES GRANULAÇÕES. PONTO PMI-08. (B) ENCLAVE DIORÍTICO EM GRANITO. PONTO PMI-19.....58

FIGURA 20 – (A) GRANITOIDE COM VEIOS GERADOS EM DIFERENTES FASES. PONTO PMI-07. (B) DETALHE DA RELAÇÃO DE CONTATO DOS VEIOS EM GRANITOIDE DA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE. PONTO PMI-07.....59

FIGURA 21 - (A) VEIO QUARTZO-FELDSPÁTICO PEGMATÍTICO DESLOCADO POR VEIO APLÍTICO COM CINEMÁTICA DESTAL. (B) FRATURAS ESCALONADAS COM INDICAÇÃO DE MOVIMENTAÇÃO SINISTRAL E DIAGRAMA DE PLANOS. PONTO PMI-07.....59

FIGURA 22 - (A) MONZOGRANITO COM FOLIAÇÃO INCIPIENTE (PMI-21). (B) GRANITOIDE COM TEXTURA PORFIRÍTICA MARCADA POR FENOCRISTAIS ORIENTADOS DE FELDSPATO ALCALINO CONCORDANTES À FOLIAÇÃO (PTZ-03).....60

FIGURA 23 - (A) GRANITOIDE FOLIADO COM CRISTAIS ACHATADOS DE QUARTZO E AGREGADOS DE QUARTZO. PONTO PMI-03. (B) GRANITOIDE COM FOLIAÇÃO MODERADA EVIDENCIADA PELOS CRISTAIS ACHATADOS E ESTIRADOS DE QUARTZO E PELA ORIENTAÇÃO DE FELDSPATOS. PONTO PMI-20.....60

FIGURA 24 - (A) AFLORAMENTO DE GRANITOIDE COM ENCLAVES MÁFICOS ALONGADOS PARALELAMENTE À FOLIAÇÃO MAGMÁTICA SUBHORIZONTAL (PMI-02). (B) XENÓLITO MÉTRICO EM SIENOGANITO. NOTAR QUE A FOLIAÇÃO MAGMÁTICA É DESVIADA PRÓXIMO AO XENÓLITO (PMI-07).....61

FIGURA 25 – FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE BIOTITA MONZOGRANITO COM FOLIAÇÃO INCIPIENTE DEFINIDA PELA ORIENTAÇÃO FRACA DE CRISTAIS DE QUARTZO. NOTAR A PRESENÇA DE EXTINÇÃO ONDULANTE, SUBGRÃOS E NOVOS GRÃOS EM CRISTAIS DE QUARTZO. PONTO PTZ-08.....62

FIGURA 26 – (A) GRANITOIDE COM CRISTAL DE FELDSPATO ALTERADO, COM SOBRECRESCEMENTO DE SERICITA PARA MUSCOVITA. (B) SIMPLECTITO EM GRANITO PALEOPROTEROZOICO DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS.....63

FIGURA 27 – FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE BIOTITA MONZOGRANITO COM FOLIAÇÃO MODERADA DEFINIDA PELA ORIENTAÇÃO DE CRISTAIS DE QUARTZO, FELDSPATO ALCALINO, PLAGIOCLÁSIO E BIOTITA. NOTAR A PRESENÇA DE NOVOS GRÃOS COM GRANULAÇÃO FINA NAS BORDAS DOS CRISTAIS, EVIDENCIANDO O ESTÁGIO PROTOMILONÍTICO. PONTO PTZ-01.....64

FIGURA 28 - FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE BIOTITA GRANODIORITO COM FOLIAÇÃO PROTOMILONÍTICA DEFINIDA PELA ORIENTAÇÃO DE AGREGADOS DE QUARTZO RECRISTALIZADO QUE CONTORNAM PORFIROCLASTOS DE PLAGIOCLÁSIO E DE FELDSPATO ALCALINO LEVEMENTE ROTACIONADOS. PONTO PMI-5B.....66

FIGURA 29 – FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE GRANODIORITO MILONITIZADO COM FOLIAÇÃO ANASTOMOSADA CONTORNANDO PORFIROCLASTOS DE MICROCLINA COM MICROFALHAS. PONTO PMI-12.....67

FIGURA 30 - (A) VEIOS DE QUARTZO EM FILONITO, ORIENTADOS PRINCIPALMENTE PARA NE-SW. (B) PROJEÇÃO POLAR DE FRATURAS E FALHAS DESCRITAS EM FILONITO.....69

FIGURA 31 - ZONA DE CISALHAMENTO DE DIREÇÃO N80E COM FILONITOS CORTADOS POR FALHAS OBLÍQUAS DESTRAIS. PONTO PMI-11.....69

FIGURA 32 - CATACLASITO COM FENOCRISTAIS DEFORMADOS DE FELDSPATO ALCALINO EM UMA MATRIZ FORMADA POR CRISTAIS DE QUARTZO E PLAGIOCLÁSIO COMINÚIDOS. FOLIAÇÃO CATACLÁSTICA ORIENTADA NA DIREÇÃO E-W E FRATURAS NA DIREÇÃO NE-SW. PONTO PTZ-04.....70

FIGURA 33 – (A) FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE GRANITO CATACLÁSTICO COM CRISTAIS DEFORMADOS DE QUARTZO EM MEIO A MATRIZ FINA. (B) FOTOMICROGRAFIA (LUZ POLARIZADA) DE SIENOGANITO AFETADO POR ZONA CATACLÁSTICA. O NÍVEL FINO É RICO EM EPIDOTO, QUARTZO, FELDSPATO ALCALINO E PLAGIOCLÁSIO. PONTO PTZ-24.....71

FIGURA 34 - (A) PLANO DE FALHA EM ÁLCALI-FELDSPATO GRANITO MILONITIZADO COM ESTRIAS BEM EVIDENTES. (B) PLANO DE FALHA COM ESTRIAS E *STEPS* EM GRANITOIDE INDICANDO MOVIMENTAÇÃO DESTAL. PONTO PMI-19.....72

FIGURA 35 - CRISTAIS DE MUSCOVITA EM PLANO DE FALHA EM GRANITOIDE DO COMPLEXO BACAJÁ. PONTO PMI-19.....72

FIGURA 36 – VARIAÇÃO LOCAL NO ESPAÇAMENTO DE FRATURAS ANASTOMOSADAS EM SIENOGANITO (PMI-07).....73

FIGURA 37 - VARIAÇÕES OBSERVADAS NO ESPAÇAMENTO DAS FRATURAS. (A) GRANITO COM DIQUE DE APLITO. NOTAR MAIOR CONCENTRAÇÃO DE FRATURAS NO APLITO. PONTO PMI-07. (B) GRANITO CORTADO POR FRATURAS DE DIFERENTES DIREÇÕES. PONTO PMI-10.....74

FIGURA 38 – DIAGRAMA QAP MOSTRANDO A TENDÊNCIA CÁLCIO-ALCALINA OBSERVADA NA ANÁLISE MODAL DE NOVE AMOSTRAS DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS E OS CAMPOS DE DISTRIBUIÇÃO DAS SÉRIES GRFANITOIDES. CLASSIFICAÇÃO DE LE MAITRE (2004) E SÉRIES DE LAMEYRE E BOWDEN (1982).....74

FIGURA 39 - FOTOMICROGRAFIAS (LUZ POLARIZADA) DE FEIÇÕES DEFORMACIONAIS. (A, B) EXTINÇÃO ONDULANTE EM CRISTAIS DE QUARTZO. (C, D) FEIÇÕES INDICATIVAS DE MIGRAÇÃO DE LIMITES DE GRÃO. (E, F) MICROFRATURAS EM FELDSPATOS. (G, H) PORFIROCLASTOS DE MICROCLÍNIO. LEGENDA: FELDSPATO ALCALINO (FK) E QUARTZO (QZO); UNIDADES: SUÍTES INTRUSIVAS JOÃO JORGE, ARAPARI, COMPLEXO BACAJÁ E ORTOGNAISSE PACAJÁ (VASQUEZ E ROSA-COSTA, 2008).....76

FIGURA 40 - FRATURAS COM PADRÃO CONJUGADO EM SILTITOS ARENOSOS DA FORMAÇÃO CURIRI (PMI-53).....77

FIGURA 41 - ZONA DE FALHA COM PLANOS (FRATURAS Y E R) CORRELACIONADOS AO MODELO DE RIEDEL E COM INDICAÇÃO DE CINEMÁTICA DESTAL EM ARGILITOS E ARENITOS (PMI-33).....78

FIGURA 42 – ESTEREOGRAMAS COM REPRESENTAÇÃO DAS ESTRUTURAS RÚPTEIS OBSERVADAS NO EMBASAMENTO (PMI-42) E NA BACIA DO AMAZONAS (PMI-43 E PMI-44).....	78
FIGURA 43 - DOBRA EM ROCHAS DA FORMAÇÃO ERERÊ. PONTO PMI-45.....	79
FIGURA 44 - FALHA INVERSA OBSERVADA EM ROCHAS DA BACIA DO AMAZONAS E NO DIABÁSIO PENATECAUA. PONTO PMI-52.....	79
FIGURA 45 – REGISTRO DEFORMACIONAL DAS UNIDADES DA BACIA DO AMAZONAS NA ÁREA DE ESTUDOS.....	80
FIGURA 46 – MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE BACAJÁ DE VASQUEZ; ROSA-COSTA (2008), COM DADOS ESTRUTURAIS OBTIDOS EM CAMPO.....	83
FIGURA 47 – ANÁLISE PRELIMINAR DOS PALEOTENSORES PARA ROCHAS DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS E DA BACIA DO AMAZONAS.....	85
FIGURA 48 – (A) DIAGRAMAS COM TODOS DADOS DE FRATURAS DESCRITAS NO ORTOGNAISSE PACAJÁ, NA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE E NO COMPLEXO BACAJAÍ. (B) DIREÇÕES MEDIDAS DE FALHAS RELATIVAS À TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL N30W.....	86
FIGURA 49 – CAMPO DE TENSORES CALCULADOS PARA A DEFORMAÇÃO TRANSCORRENTE SINISTRAL N30W EM ROCHAS DO ORTOGNAISSE PACAJÁ, DA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE, DO COMPLEXO BACAJAÍ (N=11).....	87
FIGURA 50 - (A) FRATURAS EM ROCHAS DA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE, COMPLEXO BACAJAÍ, GRANODIORITO BABAQUARA E DA FORMAÇÃO ERERÊ. (B) FALHAS CORRESPONDENTES À TRANSCORRÊNCIA DESTAL (N30W) E SINISTRAL (N30E).....	88
FIGURA 51 – CAMPO DE TENSORES CALCULADOS PARA TRANSCORRÊNCIAS EM ROCHAS DA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE, COMPLEXO BACAJAÍ, GRANODIORITO BABAQUARA E DA FORMAÇÃO ERERÊ (N=9).....	88
FIGURA 52. (A) DIAGRAMA COM FRATURAS EM ROCHAS DAS FORMAÇÕES CURIRI E MAECURU, E DO DIABÁSIO PENATECAUA. (B) INDICADORES CINEMÁTICOS DECORRENTES DE AJUSTES LOCAIS EM ROCHAS DAS FORMAÇÕES CURIRI E MAECURU.....	89
FIGURA 53 – POSIÇÃO DOS TENSORES SIGMA1, SIGMA 2 E SIGMA 3 QUE ATUARAM DURANTE A DEFORMAÇÃO LOCAL DAS FORMAÇÕES CURIRI E MAECURU DECORRENTE DA INTRUSÃO DO DIABÁSIO PENATECAUA (N=7).....	90
FIGURA 54 – (A, B) DIAGRAMAS ESTATÍSTICOS (PLATÔS) DA DATAÇÃO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DE CRISTAIS DE MUSCOVITA DE PLANO DE FALHA EM GRANITO DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS. PONTO PMI-19.....	91

FIGURA 55 – IDEOGRAMA CORRESPONDENTE À DATAÇÃO  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  EM MUSCOVITA DE PLANO DE FALHA EM GRANITO SITUADO PRÓXIMO À ANAPU, PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS. PONTO PMI-19.....92

FIGURA 56 - (A) DIAGRAMA ESTATÍSTICO (PLATÔ) E IDEOGRAMA (B) DA DATAÇÃO  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  DE CRISTAIS DE MUSCOVITA DE PLANO DE FALHA EM GRANITO SITUADO A SUL DE BRASIL NOVO, PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS. PONTO PTZ-01.....93

FIGURA 57 – RELAÇÕES ENTRE PROCESSOS DA CÂMARA MAGMÁTICA, DE INJEÇÃO E TECTÔNICOS, RESPONSÁVEIS PELA ESTRUTURAÇÃO DE PLÚTONS (BARBEY 2009).....95

FIGURA 58 – COMPORTAMENTO DA VISCOSIDADE DO MAGMA DE ACORDO COM O VOLUME DE FLUÍDO MAGMÁTICO. A LINHA CONTÍNUA REPRESENTA O EXPERIMENTO REALIZADO POR ARZI EM 1978 E A LINHA SECCIONADA O EXPERIMENTO COM ROCHAS DO GRANITO WESTERLY.....99

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – DADOS ESTRUTURAIS UTILIZADOS NA CARACTERIZAÇÃO DE DIFERENTES FASES DE DEFORMAÇÃO. NAS LINHAS SOMBREADAS ESTÃO OS DADOS DE ESTRIAS DETERMINADOS DE MANEIRA INDIRETA.....	84
TABELA 2 – DADOS DE ESTRUTURAS RÚPTEIS DO ORTOGNAISSE PACAJÁ, SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE E DO COMPLEXO BACAJAÍ REFERENTES A TRANSCORRÊNCIA SINISTRAL N30W .....	87
TABELA 3 – ESTRUTURAS TRANSCORRENTES DESCRITAS EM ROCHAS DA SUÍTE INTRUSIVA JOÃO JORGE, DO COMPLEXO BACAJAÍ, DO GRANODIORITO BABAQUARA E DA FORMAÇÃO ERERÊ.....	88
TABELA 4 – DADOS ESTRUTURAIS DE ROCHAS DAS FORMAÇÕES CURIRI E MAECURU E DO DIABÁSIO PENATECAUA.....	89
TABELA 5 – PRINCIPAIS PROCESSOS RELACIONADOS À EVOLUÇÃO DAS ROCHAS GRANITOIDES DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS NA ÁREA DE ESTUDOS.....	104



## 1 INTRODUÇÃO

O Pará é notadamente reconhecido como um Estado em que as riquezas minerais são abundantes e diversas, resultado da grande variedade de ambientes geológicos. Além dos recursos provenientes da exploração de minerais metálicos e não metálicos, o Estado mostra potencial para a exploração de hidrocarbonetos, considerando-se as dimensões da cobertura sedimentar e ígnea da Bacia do Amazonas. Sendo assim, a pesquisa de petróleo e gás na referida bacia mostra-se um assunto de grande interesse para a indústria petrolífera e representa um desafio para o meio acadêmico.

A presente pesquisa, apoiada pelo convênio entre a Universidade Federal do Paraná (UFPR) e a Petrobras, objetiva conhecer as reais características físicas dos meios rochosos, assim como, a evolução geológica de uma região promissora para a prospecção de hidrocarbonetos.

### 1.1 JUSTIFICATIVA

Apesar de menos conhecida, comparativamente a outras regiões do Brasil, avanços têm sido obtidos na Província Maroni-Itacaiúnas no que diz respeito ao conhecimento cartográfico (JOÃO; VALE; LOBATO, 1987, FARACO *et al.*, 2005, LIMA *et al.*, 2005, VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005), petrográfico (BARROS *et al.*, 2006, PALMEIRA; BARROS, 2006, SOUZA; BARROS, 2006), geocronológico (CORDANI *et al.*, 1979, TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, 2004, SANTOS *et al.*, 2000, MACAMBIRA *et al.*, 2003, VASQUEZ; MACAMBIRA; ARMSTRONG, 2008), estrutural (BARROS *et al.*, 2007), e geofísico (HASUI; HARALYI; SCHOBENHAUS, 1984, FARACO *et al.*, 2005, CARNEIRO *et al.*, 2007).

Na área de estudos, o embasamento da Bacia do Amazonas é constituído de rochas metamórficas (~2,3 Ga) e granitoides sintectônicos de 2,2 Ga a 2,07 Ga. Como será detalhado posteriormente, observam-se regionalmente anisotropias estruturais relacionadas às rochas granitoides. Tais estruturas do embasamento podem ter reflexo nas rochas de uma bacia sedimentar e assim controlar a formação de reservatórios de hidrocarbonetos (REZENDE; BRITO, 1973). Logo, a

caracterização estrutural das rochas da Bacia do Amazonas e do seu embasamento são ferramentas importantes na prospecção de petróleo e gás.

Espera-se que, por ensejar rochas do Cráton Amazonas e da Bacia do Amazonas, algumas considerações realizadas para a área de estudos possam ser usadas para a compreensão do contexto geológico regional. A seleção da área de estudos deve-se também às ocorrências de hidrocarbonetos controladas por falhas na Bacia do Solimões, uma bacia com características estratigráficas e estruturais semelhantes às da Bacia do Amazonas.

Aires (1985), ao estudar o embasamento pré-cambriano e história da Bacia do Baixo Amazonas, sugere que o estudo exploratório de hidrocarbonetos seja intensificado na direção oeste da Bacia do Amazonas, onde maiores espessuras de anidrita sugerem forte potencial para presença de rochas capeadoras.

Neves (1989) mostra a importância da geologia estrutural na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas, nas proximidades de Manaus. Segundo o autor, prospectos potenciais eocretáceos ocorrem associados a falhas reversas e a lineamentos regionais. Para Neves (1989), a região oeste da bacia é propensa à ocorrência de hidrocarbonetos líquidos e gasosos e a região leste é favorável à presença de gás.

Apesar de a Bacia do Amazonas ser considerada promissora para geração e acumulação de hidrocarbonetos (FILHO; THEODORO, 1985), até o momento, das bacias paleozóicas, a Bacia do Solimões é a que contém resultados mais animadores para óleo e gás natural (LIMA, 1985, THOMAZ-FILHO; ANTONIOLI; MIZUSAKI, 2008). Milani e Zalán (1999) mostram que nas bacias interiores da América do Sul ocorrem rochas geradoras representadas por folhelhos marinhos de idade devoniana, muitas vezes trapeadas por feições estruturais.

Para Gonzaga, Gonçalves e Coutinho (2000), apesar de não terem sido descobertas acumulações comerciais de petróleo, dados geoquímicos sugerem significativo potencial para as rochas geradoras das formações Barreirinha, Pitinga e Curiri. As principais ocorrências de hidrocarbonetos estão em arenitos das formações Monte Alegre, Curiri e Ererê.

Em outras bacias, a mesma importância prospectiva tem sido dada ao controle que as estruturas do embasamento podem exercer em rochas da cobertura sedimentar (REZENDE; BRITO, 1973, MIRANDA, 1983, WANDERLEY FILHO, 1996, BORBA; CHANG, 1997, BORBA *et al.*, 2004, ROSTIROLLA; MANCINI;

RIGOTI, 2005). Estas evidências revelam a importância de se compreender o controle exercido por estruturas geológicas sobre reservatórios de hidrocarbonetos e sua compartimentação na Bacia do Amazonas.

## 1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta dissertação é identificar as principais descontinuidades existentes no embasamento da Bacia do Amazonas na região de Altamira (PA). Como objetivo secundário espera-se verificar a influência destas anisotropias estruturais no desenvolvimento de estruturas em rochas da Bacia do Amazonas. Para alcançar tais objetivos, foram determinados objetivos específicos listados abaixo:

- reconhecer os principais *trends* estruturais por meio da análise multiescala, baseada em imagens SRTM, afloramentos e dados microscópicos;
- reconhecer e posicionar temporalmente diferentes fases deformacionais;
- analisar estruturas magmáticas e feições deformacionais;
- estabelecer direções de esforços tectônicos, sua provável idade e, quando possível, correlacionar os esforços com regimes tectônicos regionais;
- estimar as condições de temperatura atuantes durante as fases de deformação;
- apresentar um modelo evolutivo para as rochas da região.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudos localiza-se na região setentrional do Brasil, no centro-leste do Estado do Pará e encerra rochas do Cráton Amazônico e da borda sul da Bacia do Amazonas (FIGURA 1A).

A Bacia do Amazonas é limitada a oeste pelo Arco de Purus e a leste pelo Arco de Gurupá. De acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008), a área de estudos está situada na Província Transamazonas, no Domínio Bacajá (FIGURA 1B). O embasamento da região é formado por granitoides e metabásicas, e a Bacia do Amazonas por rochas ígneas e sedimentares (FIGURA 1C).

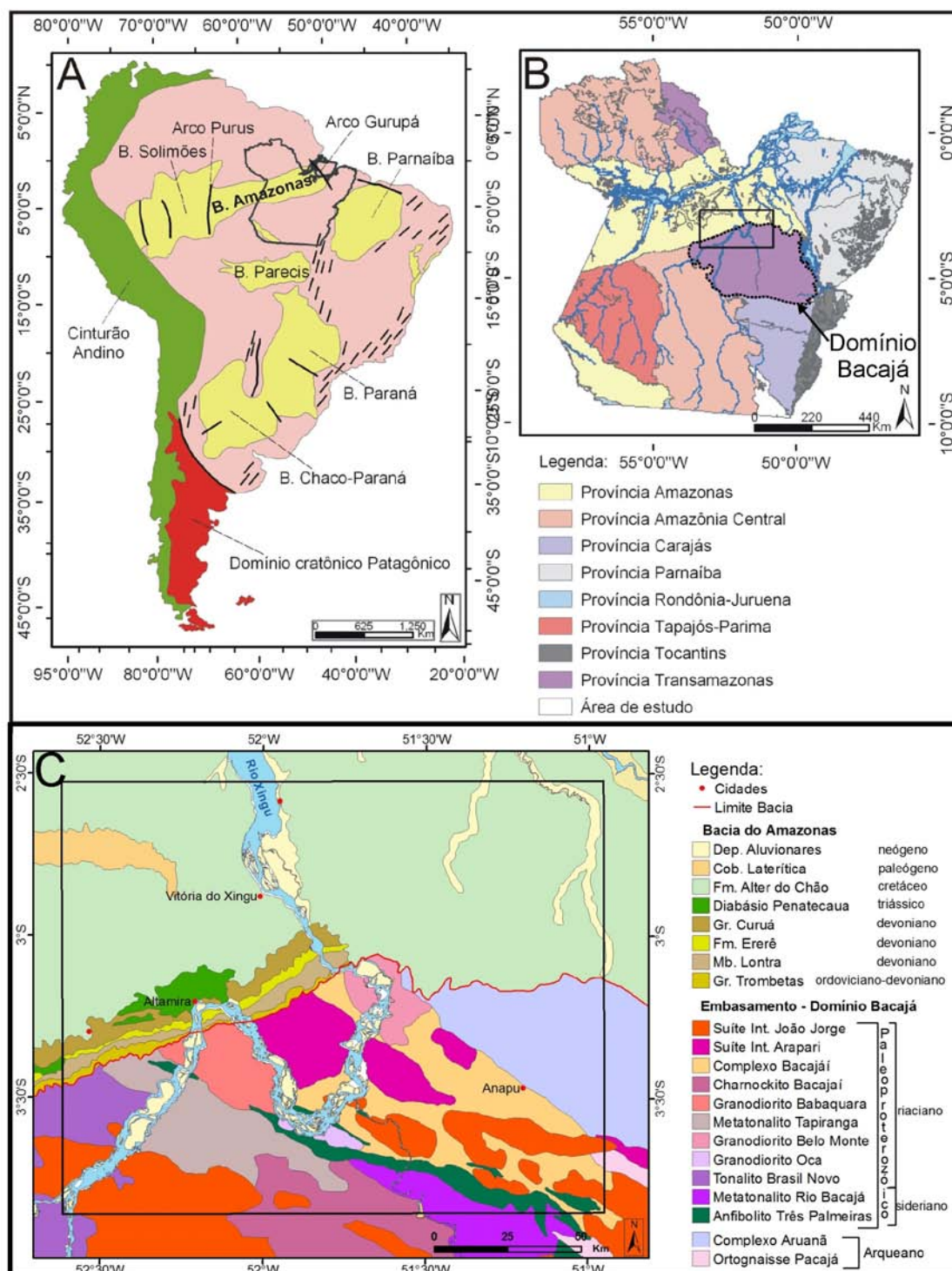


FIGURA 1 - (A) Mapa dos compartimentos tectônicos da América do Sul mostrando a localização do Estado do Pará. Modificado de Souza-Lima (2005). (B) Mapa dos domínios geológicos do Estado do Pará com a localização da área de estudos. Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008). (C) Mapa geológico simplificado do Domínio Bacajá e da borda sul da Bacia do Amazonas. Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008)

A cidade de Altamira, localizada às margens do Rio Xingu, é o principal centro urbano da região e serviu como ponto de apoio para a realização do mapeamento geológico. A área é informalmente denominada como “volta grande do Rio Xingu”, devido ao curso sinuoso do rio.

O acesso à área de estudos pode ser realizado de duas maneiras principais: via aérea ou terrestre. A partir de Marabá (PA), a melhor opção de acesso terrestre é pela Rodovia Transamazônica, sendo necessário percorrer cerca de 460 quilômetros até Altamira.

Especiais cuidados são necessários para as atividades de campo com relação às estradas precárias e condições climáticas. As atividades de campo não devem ser realizadas no período de chuvas, sendo aconselhado a realização dos trabalhos entre julho e novembro, quando as chuvas são menos intensas.

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 BREVE HISTÓRICO

De acordo com Wanderley Filho (1991), as primeiras pesquisas geológicas realizadas na Bacia do Amazonas foram desenvolvidas por Derby (1877), Evans (1906), Paiva (1929) e Moura (1938). Significativos avanços foram obtidos na década de 1950, quando teve início a análise geofísica. Linsser<sup>1</sup> (1958 citado por Mosmann *et al.*, 1986), por meio de estudos sísmicos e gravimétricos, relaciona a deposição de sedimentos da Bacia do Amazonas a massas de elevada densidade concentradas no embasamento (Cráton Amazônico). Posteriormente, o controle exercido na sedimentação foi relacionado a movimentos transcorrentes por Loczy<sup>2</sup> (1970 citado por Mosmann *et al.* 1986) e Rezende e Brito (1973). Segundo Mosmann *et al.* (1986), a exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas começou por volta de 1950 com estudos sísmicos e gravimétricos ao longo dos principais rios da região, quando a cobertura paleozóica era subdividida nas bacias do alto, médio e baixo Amazonas.

Atualmente, observa-se expressiva quantidade de publicações sobre a evolução geológica do Cráton Amazônico, a qual é relacionada a diversas fases de formação e deformação de rochas. Montalvão<sup>3</sup> *et al.* (1975 citados por Costa e Hasui, 1997), ao estudarem o Escudo das Guianas, identificaram quatro etapas evolutivas marcadas por episódios de orogênese, intrusões vulcânicas, deposição de sedimentos entre outros eventos. Hasui (1996) reconhece três etapas principais para a evolução da região Amazônica. Na primeira etapa teria ocorrido a formação e estabilização de uma grande massa continental. Tectônica distensional do Mesoproterozoico, Paleozóico e Mesozóico, pertenceriam à segunda etapa. A terceira etapa estaria ligada à deriva continental, resultante da rotação da Placa Sul-Americana.

---

<sup>1</sup> LINSSER, H. Interpretation of the regional gravity anomalies in the Amazonas area: Petróleo Brasileiro S.A.- PETROBRÁS, **DEPEX**, Internal Report, n. 3250, 12 p. 1958.

<sup>2</sup> LOCZY, L. Role of transcurrent faulting in South American tectonic framework. **AAPG Bulletin**, v. 54, p. 2111-2119, 1970.

<sup>3</sup> MONTALVÃO, R. M. G. *et al.* Geologia Folha NA.20 (Boa Vista) e parte das folhas NA.21 (Tumucumaque), NB.20 (Roraima) e NB.21. **Projeto Radambrasil**, Levantamento de Recursos Naturais, p.15-134, 1975.

Aspectos geológicos regionais são discutidos por Amaral (1982) com base em informações obtidas por sensoriamento remoto e por Hasui, Haralyi e Schobbenhaus (1984) por meio de estudos gravimétricos.

Cunha *et al.* (1994), ao apresentarem a carta estratigráfica da Bacia do Amazonas sugerem, com base em dados geológicos e geofísicos, que o registro sedimentar e ígneo, seria o resultado de eventos tectônicos paleozóicos ocorrentes na borda oeste do continente Gondwana e da tafrogenia do Atlântico Sul.

Nas últimas décadas, trabalhos de escala continental sobre a evolução do cráton, classificam as rochas do embasamento da Bacia do Amazonas em diferentes províncias (CORDANI *et al.*, 1979, TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, 2004, SANTOS *et al.*, 2000). Apesar de considerar aspectos geológicos e estruturais, observa-se que o conceito de províncias geocronológicas reflete idades de rochas obtidas por diferentes métodos. Muitas vezes, o entendimento das estruturas regionais pode ser auxiliado a partir de comparações com regiões cronocorrelatas, a exemplo do descrito na Província Maroni-Itacaiúnas (VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005, BARROS *et al.*, 2007), no Cráton Oeste Africano (PONS *et al.*, 2006), no Hemisfério Norte (GOODWIN, 1996) e na Guina Francesa (DELOR *et al.*, 2003).

O estudo das intrusões de diabásio Penatecaua auxiliou na compreensão da evolução geológico-estrutural regional. Este episódio magmático teria participado na geração de óleo e gás, fornecendo calor capaz de transformar matéria orgânica (WANDERLEY FILHO; TRAVASSOS; ALVES, 2006).

O breve histórico apresentado busca demonstrar a diversidade de estudos realizados na região, quando considerados, por exemplo, objetivos, métodos e escalas de trabalho. Buscou-se com a revisão bibliográfica obter dados que auxiliem o entendimento do cenário geológico-estrutural regional e local.

## 2.2 ESTRUTURAS REGIONAIS

A área de estudos está localizada na Placa Sul-americana, em seu segmento crustal que permaneceu estável no Mesozóico e Cenozóico, durante a evolução dos cinturões móveis Andino e Caribe.

O Cráton Amazônico é formado pelos escudos das Guianas, ao norte, e Brasil Central, ao sul, os quais são separados pela Bacia do Amazonas (HASUI; ALMEIDA, 1985). O cráton tem aproximadamente  $4,3 \times 10^5 \text{ km}^2$  e envolve terrenos

no Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Venezuela, Colômbia e Bolívia. Estruturas de escala continental com influência na evolução do cráton são cinturões orogênicos neoproterozoicos, como o Tucavaca na Bolívia, Paraguai e Araguaia no Brasil.

Bigarella (1973) realizou trabalhos pioneiros de correlação de estruturas da Bacia do Amazonas e demais bacias intracratônicas. Na ocasião, propôs uma divisão da bacia em quatro subunidades separadas pelos arcos de Iquitos, Purus e Gurupá.

Diversos trabalhos foram realizados nos escudos das Guianas e Brasil Central, alguns dos quais indicam semelhanças geológicas e estruturais entre os mesmos. De acordo com Hasui e Almeida (1985), o Escudo Brasil Central pode ser dividido em dois domínios principais: Cinturão Móvel Ceres (ou Província Tocantins) e Domínio Amazônico sul, Escudo Guaporé ou Província Tapajós.

Para Barron<sup>4</sup> (1966 citado por Santos *et al.*, 2006), as rochas mais deformadas do Escudo das Guianas foram metamorfasadas por volta de 1260 Ma, no processo colisional conhecido como Episódio Milonítico K'Mudku.

Em trabalho de escala continental, Rezende e Brito (1973), a partir de dados do Projeto Radam, reconhecem que a estruturação dos escudos das Guianas e Guaporé é marcada por feições de direção NW-SE e, secundariamente, por feições orientadas para NE-SW.

Cordani *et al.* (1979), com base em dados geocronológicos, geológicos e petrológicos apresentam um modelo de evolução para as rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico. Segundo tais autores, a evolução resultou do desenvolvimento de três faixas móveis de direção NW-SE ao redor de uma região central formada por rochas mais antigas. A área de estudos está situada na faixa móvel Maroni-Itacaiúnas (2200 Ma – 1800 Ma), que possui *trend* estrutural de direção WNW-ESE e é seccionada por estruturas NE-SW.

Muitas publicações convergem para a idéia de que o Cráton Amazônico foi formado pela aglutinação de blocos crustais (HASUI; HARALYI; SCHOBENHAUS, 1984, COSTA; HASUI, 1997). A colagem dos blocos Araguacema e Belém ocorreu ao longo de um cinturão de cisalhamento de direção NW-SE, no qual há rochas de alto grau metamórfico. Neste modelo, a estruturação geral dos escudos das Guianas

---

<sup>4</sup> BARRON, C. N. Notes on the stratigraphy of Central British Guyana. In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 6., Belém, **Anais**, n. 41, p. 121-126, 1966.



e Brasil Central é explicada por feições de direções NW-SE, WNW-ESE e, secundariamente, NE-SW e ENE-WSW. Estruturas regionais controlam a sedimentação na Bacia do Amazonas, a evolução tectônica regional, o desenvolvimento de arcos e a distribuição do magmatismo básico.

Hasui e Almeida (1985), baseados em imagens de radar e satélite, mostraram estruturas de direções NNW-SSE a E-W que representam, respectivamente, zonas de deslocamentos normais e transcorrentes responsáveis pela divisão do Escudo Guaporé em Domínio Sul Amazônico e Domínio Brasil Central.

Para Lima (1985), o Cráton Amazônico é compartimentado em núcleos arqueanos, cinturões móveis (Maroni-Itacaiúnas, Parima-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Cachimbo Traíra, Rondoniano, Paraguai-Araguaia), zonas de cisalhamento NE-SW, domínios vulcano-plutônicos e coberturas sedimentares do Proterozóico. Eventos de destaque são os episódios de metamorfismo dinâmico (Jari-Falsino/K'Mudku, Nickerie, Orinoquense), a formação da sinéclise do Amazonas e a origem dos arcos.

Filho e Theodoro (1985) reconhecem três fases de tectonismo em linhas sísmicas na Bacia do Amazonas: (1) falhas normais de idade Permo-Carbonífera, (2) tectonismo distensivo com intensa atividade ígnea durante o Permo-Triássico e (3) tectonismo transpressivo e transtensivo desde o Juro-Cretáceo até o recente.

A análise do mapa gravimétrico Bouguer (MOSMANN *et al.*, 1986) mostra que o Arco Purus, que separa altos gravimétricos a leste de baixos gravimétricos a oeste, teria controlado a deposição de sedimentos na Bacia do Amazonas. O Arco de Gurupá é uma feição de direção NNW-SSE que, ao contrário dos arcos de Monte Alegre, Purus, Carauari e Iquitos, não possui relação com estruturas do embasamento (ROSSETTI *et al.*, 2004). De acordo com Mosmann *et al.* (1986), uma inconformidade regional erodiu os arcos Carauari e Purus durante o Carbonífero Superior. Linhas sísmicas mostram que falhas normais com direção NE-SW deformaram rochas paleozóicas e terciárias.

Nunn e Aires<sup>5</sup> (1988 citados por MAAS, TRAVASSOS e RIGOTI, 2008), ao estudarem o embasamento da Bacia do Amazonas por meio de estudos geofísicos, sugerem que intrusões máficas teriam controlado os altos gravimétricos regionais, e

---

<sup>5</sup> NUNN, J. A., AIRES, J. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brasil. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 93, n.1, p. 415-428, 1988.

teriam causado a subsidência inicial da bacia. Eiras e Kinoshita<sup>6</sup> (1988 citados por Costa *et al.*, 1997) demonstram a existência de estruturas transpressivas em sequências mesozóicas que preenchem a Bacia do Tacutu. Situado no Estado de Roraima, o Gráben Tacutu, de idade mesozóica e direção NE-SW, teria origem controlada pelas estruturas mesoproterozoicas do Cinturão de Cisalhamento da Guiana Central (COSTA *et al.* 1991), também denominado Província K'Mudku. As falhas normais são seccionadas por falhas transcorrentes de direção NW-SE, que são interpretadas como rampas laterais.

Segundo Costa *et al.*<sup>7</sup> (1991 citados por Wanderley Filho, 1996), as estruturas do pré-cambriano na Amazônia foram geradas em dois eventos tectônicos principais, que resultaram em linhas estruturais mestras NW-SE, NE-SW e E-W (evento mais antigo), falhas normais NW-SE, WNW-ESE e falhas de transferência NE-SW. Nas rochas da Bacia do Amazonas ocorrem falhas normais de direção ENE-WSW e falhas de transferência de direção NW-SE (WANDERLEY FILHO, 1991).

O preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas envolveu, segundo Cunha *et al.* (1994), uma sequência de primeira ordem paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e uma sequência de primeira ordem mesozóica-cenozóica. Importante processo deformacional ocorrido na bacia relaciona-se ao Diastrofismo Juruá que, segundo Cunha *et al.* (1994) e Cunha, Melo e Silva (2007), foi o resultado da compressão ENE-WSW, ligada à abertura do Atlântico Equatorial e da compressão WNW-ESE, associada à subducção andina.

Costa *et al.* (1994), ao estudar o arcabouço tectônico meso-cenozóico da calha do Rio Amazonas, reconhecem três domínios estruturais em rochas do Terciário Superior. Um primeiro domínio, de natureza transpressiva, situa-se entre Manaus e Santarém e foi formado por três segmentos com falhas transcorrentes de direção NE-SW e falhas inversas de direção NE-SW e ENE-WSW. Na região entre Prainha e Gurupá estaria o segundo domínio, caracterizado por falhas transcorrentes de direção ENE-WSW. O terceiro domínio, distensivo, foi marcado por falhas transcorrentes de direção NE-SW, entre Gurupá e o litoral do Pará.

---

<sup>6</sup> EIRAS, J. F., KINOSHITA, E. M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. Rio Janeiro: Petrobrás, **Boletim de Geociências**, v.2, n. 2/4, p.193-208, 1988.

<sup>7</sup> COSTA, J. B. S. *et al.* Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, **Anais**, Belém, 1991.

Wanderley Filho (1996) destaca a influência de estruturas proterozoicas na evolução da Bacia do Amazonas. Anisotropias do embasamento de direção NW-SE foram reativadas como falhas de transferência durante a fase de abertura da bacia, controlando a formação de altos internos e a sedimentação regional. Para este autor, o Arco de Purus resulta do soerguimento de uma bacia sedimentar proterozóica. A região entre os rios Tapajós e Xingu, por apresentar variações na direção dos eixos deposicionais de várias sequências, teria sofrido basculamentos durante o Paleozóico.

Para Hasui (1996), os cinturões granulíticos que limitam os blocos crustais são porções da crosta inferior alçadas pela tectônica para níveis mais elevados. Cinturões de cisalhamento e descontinuidades gravimétricas de direção NE-SW representariam zonas de fraqueza crustal. Para Fortes (1996), estruturas rúpteis da Bacia do Amazonas teriam resultado de processos globais de expansão-rotação da Terra.

Costa (1996) relaciona a deformação neotectônica na Amazônia a falhas transcorrentes destrais de direções E-W, ENE-WSW e NE-SW, falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, cavalgamentos NE-SW e dobras de direção ENE-WSW. Estas estruturas teriam se formado por um binário destrai E-W, com compressão NW-SE e distensão NE-SW. O baixo curso do Rio Xingu seria controlado por estruturas transcorrentes de direção NE-SW e NW-SE, formadas no Quaternário.

Sato e Tassinari (1997) reconheceram, com base em idades-modelo Sm-Nd cinco períodos principais de formação de crosta continental a partir de materiais derivados do manto: 3,1 Ga a 2,8 Ga (Carajás e Província Amazônica Central), 2,8 Ga a 2,4 Ga (porção sudeste da Província Amazônia Central), 2,2 Ga a 2,0 Ga (Província Maroni-Itacaiúnas), 2,2 Ga a 1,6 Ga (províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena) e 2,0 Ga a 1,0 Ga (províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás). Segundo este modelo, o Cráton Amazônico compreende núcleos arqueanos, cinturões móveis do ciclo Transamazônico e arcos magmáticos com idades entre 1,9 Ga a 1,55 Ga.

Feições neotectônicas na região amazônica, estudadas por Costa *et al.* (1997), mostram a existência de movimentos transcorrentes no Mioceno/Plioceno e no Pleistoceno Superior/Recente. Estes eventos estariam relacionados ao evento sul-atlântico ou à reativação wealdeniana (regime distensivo).

Segundo Santos *et al.* (2000), a Província Transamazonas, constituída por rochas comparáveis à Maroni-Itacaiúnas, representa uma crosta paleoproterozoica juvenil e possui correlações com o Cinturão Birimiano do Cráton Oeste Africano.

Gonzaga, Gonçalves e Coutinho (2000) sugerem a existência de quatro fases extensionais na evolução da bacia que seriam do Ordoviciano-Devoniano Inferior, Devoniano Inferior-Carbonífero, Carbonífero Médio-Permiano e Cretáceo-Terciário. As rochas foram deformadas, segundo os autores, por dois eventos tectônicos importantes: o evento transpressional Juruá (Jurássico Inferior–Cretáceo Inferior), que gerou falhas inversas de direção NE e o evento Terciário (Paleógeno Superior-Holoceno) transcorrente, que controlou as estruturas transpressivas e transtensivas.

Para Felipe *et al.* (2001), as estruturas neotectônicas de direções E-W, NE-SW e N-S teriam-se formado no Terciário Inferior (processos transpressivos) e no Terciário Superior (processos transtensivos). Bemerguy *et al.* (2002) reconhecem 14 domínios morfotectônicos na região Amazônica, controlados por falhas normais, reversas, transcorrentes e dobras.

Costa (2002) realizou estudos de escala continental e mostrou que os esforços que afetaram as bacias do Solimões e Amazonas resultaram da interação das placas Sul-americana, Nazca, Cocos e do Caribe. As estruturas transpressivas observadas em seções sísmicas estão orientadas para NE-SW, ENE-WSW e NW-SE. Para Costa (2002), o evento tectônico Juruá, responsável pela mais importante deformação mesozóica das bacias do Solimões e do Amazonas, teria gerado estruturas transpressivas que controlaram armadilhas para petróleo na Bacia do Solimões. Outra estrutura importante é o Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará que modifica de maneira abrupta a disposição das isolinhas na calha central da Bacia do Amazonas.

Ao estudar a deformação cenozóica e a movimentação salífera na Bacia do Amazonas, com base em seções sísmicas, Costa (2003) sugere a existência de um evento tectônico no Pré-Mioceno e outro no Mio-Plioceno.

Schobbenhaus e Brito Neves (2003) destacam similaridades entre os principais *trends* observados no embasamento (direção média NW-SE) e os limites de blocos definidos por Costa e Hasui (1997).

Segundo Rossetti *et al.* (2004), a origem do Arco de Gurupá remonta ao Mesozóico Inferior e está vinculada à distensão leste-oeste decorrente da

fragmentação do Gondwana. Para estes autores, a origem da Bacia do Amazonas estaria relacionada ao estiramento crustal intraplaca do Paleozóico.

Segundo Tassinari e Macambira (2004), a presença de rochas máficas e alcalinas no Cráton Amazônico, em zonas de cisalhamento de direção NE-SW, sugere processos de reativação em 2,0 – 1,6 Ga, 1,5 – 1,3 Ga, 1,25 – 1,05 Ga e 1,0 – 0,8 Ga.

Rochas básicas que ocorrem na Bacia do Amazonas e Solimões, atribuídas ao Episódio Penatecaua, formam soleiras, cuja distribuição é controlada por feições estruturais como o Arco de Purus (WANDERLEY FILHO, 1996). De acordo com Wanderley Filho, Travassos e Alves (2006), a espessura máxima destas soleiras seria de 915 metros.

Para Pereira e Caputo (2006), a Bacia do Amazonas teria se formado pela distensão N-S, resultante da compressão E-W, provocada pela instalação do Cinturão Paraguai-Araguaia.

Azevedo *et al.* (2006) sugerem, com base em estudos em cristais de granada de gnaisses aluminosos da região Iriri-Xingu, que as idades obtidas de  $2208 \pm 24$  Ma,  $2024,6 \pm 1,9$  Ma correspondem ao evento metamórfico de fácies granulito relacionado ao Ciclo Transamazônico. Para Santos *et al.* (2006), o metamorfismo de alto grau da faixa K'Mudku tem idades entre 1147 e 1468 Ma, estruturas de direção N45E e afeta rochas das províncias Rio Negro, Transamazonas e Tapajós-Parima.

Cunha, Melo e Silva (2007) destacam que o registro sedimentar também é um reflexo de variações eustáticas do nível do mar. A sequência de primeira ordem paleozóica pode ser dividida, segundo os autores, em quatro sequências de segunda ordem: (a) ordovício-devoniana, (b) devono-tournaisiana, (c) neoviseana e (d) pensilvaniana-permiana. A seguir são apresentadas as quatro sequências de segunda ordem (FIGURA 2).

a) A sequência ordovício-devoniana é formada pelo Grupo Trombetas que inclui sedimentos glaciais e marinhos, depositados em *onlap* sobre o Arco de Purus devido à existência de ingressões de leste para oeste. Compõem o Grupo Trombetas as formações Autás Mirim (arenitos e folhelhos neríticos), Nhamundá (arenitos neríticos e glaciogênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos), Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos) e Jatapu (arenitos e siltitos marinhos parálicos).

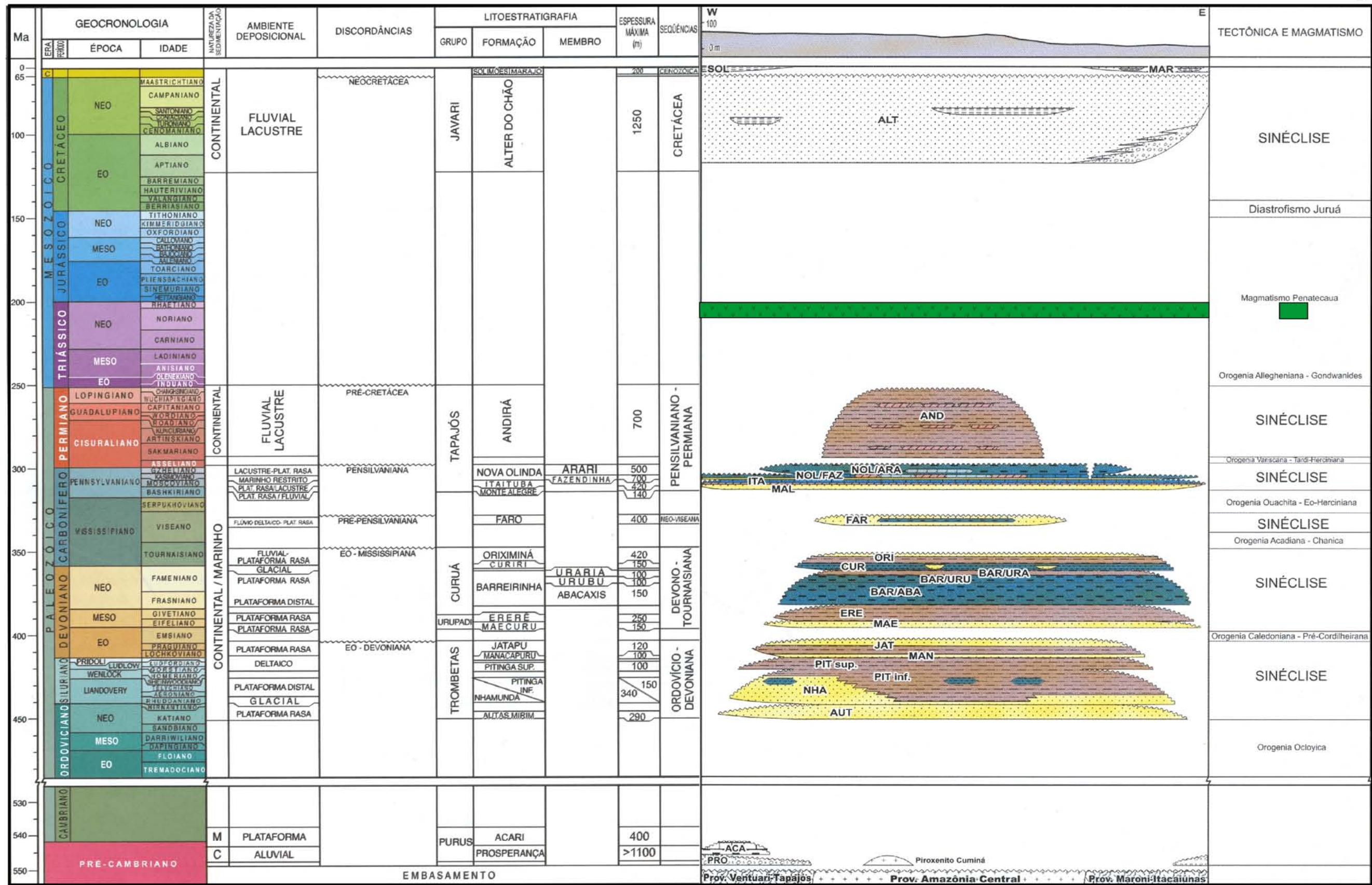


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificado de Cunha *et al.* (2007).



(b) Um novo ciclo transgressivo-regressivo foi responsável pela deposição dos sedimentos dos grupos Curuá e Urupadi, que compõem a Sequência devono-tournaisiana. Assim como a sequência anterior, houve conexão apenas com o norte da África, pois, o Arco de Purus ainda controlava a sedimentação a oeste. O Grupo basal Urupadi abrange as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos a deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos a parálicos). O Grupo Curuá é constituído pelas formações Barreirinha (folhelhos cinza-escuros a pretos, físseis e carbonosos do Membro Abacaxis; folhelhos cinza-escuros do Membro Urubu e folhelhos cinza-escuros a claros e siltitos do Membro Urariá), Curiri (diamictitos, folhelhos, siltitos e arenitos) e Oriximiná (arenitos e siltitos).

(c) A sequência neoviseana é formada por arenitos e pelitos flúvio-deltaicos e litorâneos da Formação Faro. (d) A sequência pensilvaniana-permiana é constituída pelo Grupo Tapajós, formações Monte Alegre (arenitos eólicos e de *wadís*, intercalados com siltitos e folhelhos interdunas e de lagos), Itaituba (folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho rasa/inframaré), Nova Olinda (calcários, anidritas e halitas de inframaré e planícies de *sabkha*, subdividida nos membros Fazendinha e Arari) e Andirá (siltitos, arenitos vermelhos e raras anidritas).

Para Cunha, Melo e Silva (2007), a separação das placas Africana e Sul-americana gerou distensões de direção E-W. Fraturas de direção N-S resultariam na formação de diques e soleiras de diabásio. Após a atuação dos esforços, foram depositados os sedimentos da sequência mesozóica-cenozóica. Nesta fase se depositaram rochas do Grupo Javari, das formações Alter do Chão (arenitos grossos, variegados e conglomerados) e Solimões (pelitos).

Petri e Sanchez (2008) sugerem que no Eopaleozóico existiu uma comunicação entre as bacias do Amazonas e do Parnaíba, responsável pelo registro geológico semelhante nas duas bacias.

Para Hartmann (2008), são encontrados no Escudo Brasileiro registros de dois ciclos orogenéticos principais: Transamazônico (2,26 Ga – 2,00 Ga) e Sunsás (1,2 Ga – 0,9 Ga). O autor destaca que a ascensão de uma pluma mantélica poderia ter resultado na formação de bacias e intrusões de rochas graníticas.

Os diques e soleiras de diabásio correlatos ao Episódio Penatecaua totalizam aproximadamente 200.000 km<sup>3</sup>, possuem distribuição irregular e ocorrem em todos os níveis (MAAS; TRAVASSOS; RIGOTI, 2008).

## 2.3 GEOLOGIA LOCAL DA PROVÍNCIA MARONI-ITACAIÚNAS

João, Vale e Lobato (1987) reconhecem treze unidades principais na área da Folha Altamira. O embasamento inclui: Granulito Bacajaí (granulitos e charnockitos); Anfibolito Itatá (actinolita-xistos e anfibolitos ortoderivados metamorfizados em graus baixo a médio); Micaxisto Bacajá (metavulcanitos associados a metatufos, mica-xistos, filitos, quartzitos e formação ferrífera bandada). A Suíte Metamórfica Xingu inclui granodioritos, granitos, quartzo dioritos, trondhjemitos, gnaisses e migmatitos. Corpos plutônicos importantes são os granodioritos Anapu e Oca, e o Granito João Jorge. As rochas da Suíte Metamórfica Três Palmeiras formam corpos alongados concordantes à estruturação regional.

Santos *et al.* (1988) reconheceram rochas ígneas e metamórficas, sequências vulcano-plutônicas e intrusivas básicas no embasamento da Bacia do Amazonas na região do Rio Xingu. As unidades estão orientadas na direção NW-SE. As rochas intrusivas básicas mostram direções N-S e N70E e, menos comumente, NW-SE.

Na Província Mineral do Tapajós, situada a oeste da área de estudos, Klein *et al.* (1997) mostram que as principais estruturas da Suíte Intrusiva Maloquinha são falhas normais com direções NW-SE e WNW-ESE e falhas direcionais com direção NE-SW. No modelo proposto, as estruturas resultam de evento distensional, iniciado por volta de 1,9 Ga e que teria atuado até 900 Ma, quando a deformação foi invertida para regime compressional. Segundo Klein *et al.* (1997), os movimentos transcorrentes corresponderiam aos sistemas N70-75W (sinistral), N35-40E (dextral) e N80E (sinistral e dextral). É sugerido que as estruturas rúpteis da Suíte Intrusiva Maloquinha formaram-se em fase compressiva anterior às vulcânicas Uatumã.

As estruturas transcorrentes reconhecidas por Klein *et al.* (1997) refletem fase deformacional com eixo de máxima compressão na direção N60E. Foi proposto que as estruturas rúpteis formaram-se antes da colocação dos granitos Uatumã.

São reconhecidos três segmentos marcados por estruturas rúpteis neotectônicas na região centro-norte do Pará (COSTA *et al.*, 1997). Além de falhas normais com direção NNW-SSE de alto ângulo, foram identificadas falhas transcorrentes dextrais na direção NE-SW e na direção ENE-WSW. Para Sato e Tassinari (1997), a Província Maroni-Itacaiúnas é formada por terrenos gnáissico-



granulíticos com protólitos arqueanos e terrenos granito-*greenstone* e granulíticos diferenciados do manto.

Atualmente existem duas propostas principais para classificação das rochas do embasamento do Cráton Amazônico. Para Tassinari e Macambira (1999, 2004), a área de estudos está situada na Província Maroni-Itacaiúnas e, segundo Santos *et al.* (2000), corresponde à Província Carajás-Imataca (FIGURA 3).

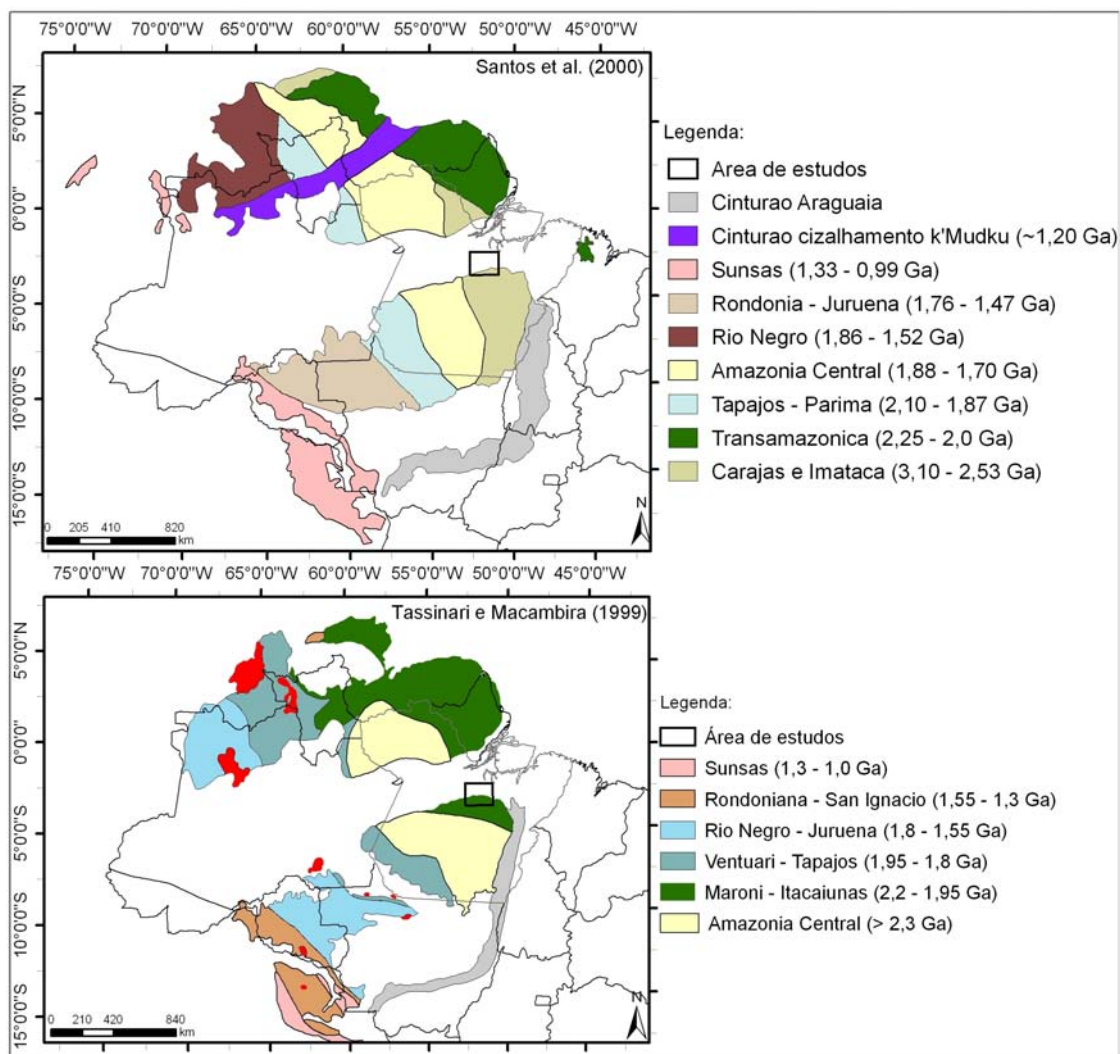


FIGURA 3 – Localização da área de estudos de acordo com as subdivisões do Cráton Amazônico de Tassinari e Macambira (1999) e de Santos *et al.* (2000)

A Província Maroni-Itacaiúnas é composta por unidades metavulcânicas e metassedimentares intercaladas, deformadas por granitoides do Ciclo Transamazônico (2,2 Ga – 2,0 Ga) e metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito, assim como por terrenos gnáissico-migmatíticos (CORDANI *et al.*, 1984,

TASSINARI e MACAMBIRA, 1999). De acordo com Almeida, Neves e Carneiro (2000), os terrenos arqueanos que ocorrem no embasamento da Plataforma Sul-americana passaram por períodos de estabilidade durante sucessivos eventos de acréscimo e colisão no Paleoproterozoico.

Lima *et al.* (2003), ao estudarem a geologia da Folha SA.22-Belém, destacam que o Complexo Bacajá, região onde se insere a área de estudos, é formado por gnaisses bandados e milonitizados de composição granodiorítica a tonalítica, com orientação E-W a WNW-ESE. A referida folha também inclui granitoides sin a tardi-tectônicos, representados pelo Granodiorito Anapu e Granito São Jorge, e sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Três Palmeiras.

De acordo com Faraco *et al.* (2005), mapeamentos realizados no Projeto Radam revelam a existência de granitos, granodioritos, migmatitos, dioritos, quartzo dioritos, granulitos ácidos e básicos, anfibolitos, quartzitos, xistos e gnaisses, englobados sob a denominação de Complexo Xingu. Macambira *et al.* (2001 citados por Faraco *et al.*, 2005) sugerem que as rochas existentes entre as cidades de Novo Repartimento e Belo Monte (PA) se formaram em um episódio de magmatismo granítico com compressão ocorrido há  $2076 \pm 6$  Ma. Faraco *et al.* (2005) destacam que a região está estruturada segundo WNW-ESE, E-W e NW-SE. Segundo Lima *et al.* (2005), as rochas do Grupo Três Palmeiras estão controladas por falhas transcorrentes oblíquas sinistrais com direção NE-SW a WNW-ESE.

Vasquez, Macambira e Galarza (2005) descrevem granitoides em Altamira, Brasil Novo e Uruará, localmente controlados por zonas de cisalhamento NW-SE. Para os autores há quatro eventos de formação de granitoides paleoproterozoicos (2,21 Ga; 2,10 Ga; 2,08 Ga e 1,99 Ga) relacionados a diferentes estágios do Ciclo Transamazônico, que afetaram blocos de crosta arqueana existentes.

Faraco *et al.* (2005) mostram que na região de Bacajá as estruturas regionais têm direção NW-SE e WNW-ESE (FIGURA 4). A Suíte Intrusiva Direita abrange rochas leucocráticas isotropas ou anisotropas com veios pegmatíticos concordantes à foliação E-W, mobilizados graníticos, xenólitos de rochas máficas e feições miloníticas. O Complexo Charnockítico Bacajaí seria formado por charnockitos e granoblastitos. O Complexo Kinzigítico Ipiçava engloba rochas inequigranulares, grossas e constituídas por plagioclásio, quartzo, biotita, granada e sillimanita. Granulitos máficos com feições miloníticas constituiriam o Pirclasito Rio Preto.

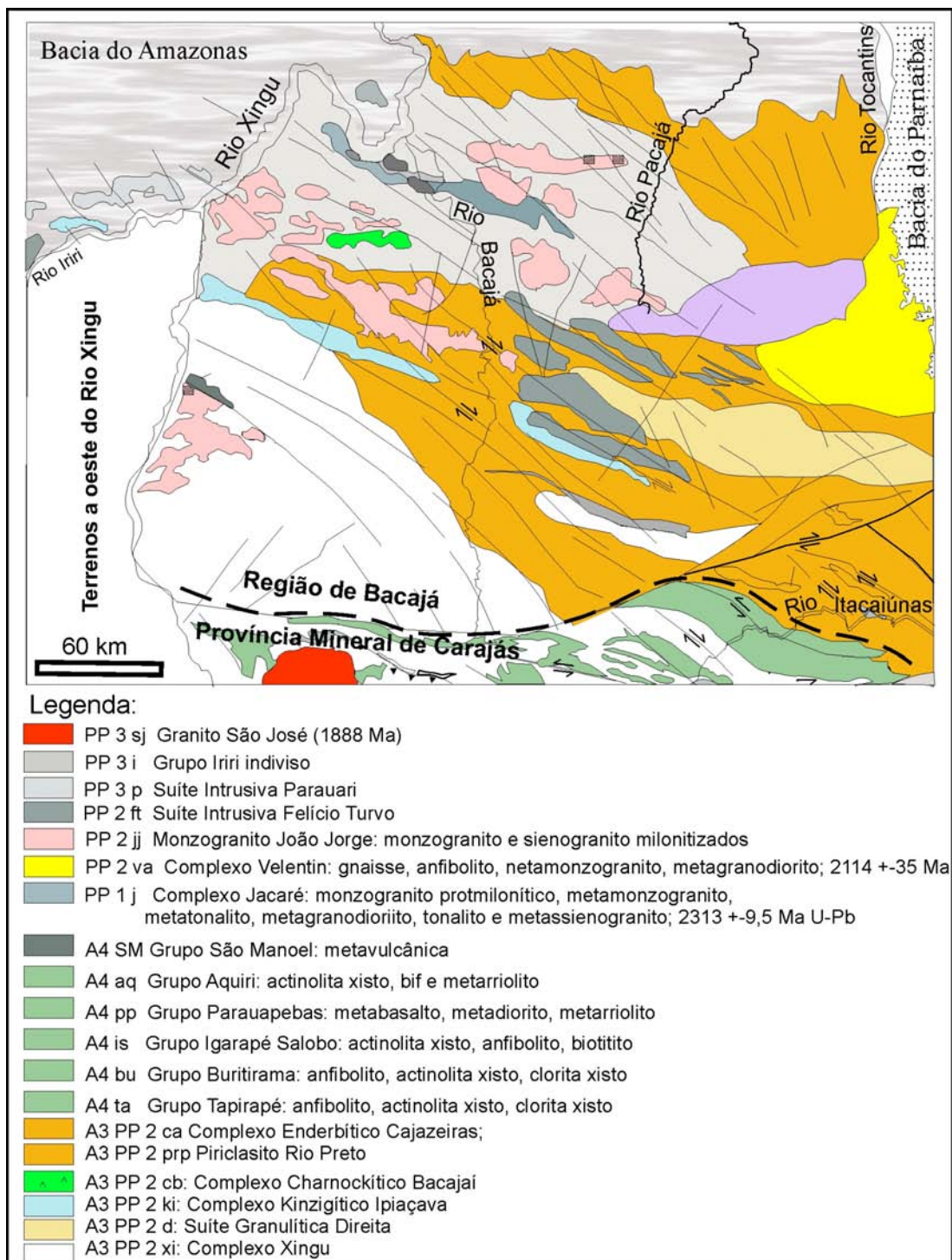


FIGURA 4 – Mapa geológico de Faraco *et al.* (2005) com destaque para a orientação NW-SE das unidades da Província Maroni-Itacaiunas

O Complexo Enderbítico Cajazeiras seria constituído por enderbito, charnoenderbito e charnockito e subordinados granoblastitos sieno a monzograníticos, além de kinzigitos. Gnaisses tonalíticos, granodioritos, dioritos e

migmatitos e, secundariamente, monzonitos anisotrópicos com feições miloníticas e ultramiloníticas pertenceriam ao Complexo Xingu. As unidades metavulcano-sedimentares são representadas por associações bimodais, formações ferríferas bandadas e rochas metassedimentares clásticas do Grupo Misteriosa. No Grupo São Manuel há anfibolitos, xistos e quartzitos, milonitos e ultramilonitos. O Anfibolito Itatá é composto de anfibolitos e actinolita xistos, ao passo que o Mica Xisto Bacajá é formado por metadacitos, quartzo-sericita xistos, metatufos, filitos, quartzitos e formações ferríferas bandadas.

Faraco *et al.* (2005) diferenciam ainda o Complexo Jacaré, constituído por monzogranitos protomiloníticos, metamonzogranitos, tonalitos, trondhjemitos, metagranodioritos e meta-sienogranitos. O Complexo Valentim seria formado por gnaisses, migmatitos, metatonalitos, metagranodioritos e metamonzogranitos e o Monzogranito João Jorge, composto por monzogranito e sienogranito. Monzogranitos e granodioritos na região do médio rio Bacajá estariam incluídos no Granitoide Felício Turvo, no Granodiorito Oca e no Granitoide Bacajá.

Na região do médio Rio Bacajá, Souza e Kotschoubey (2005) descreveram zonas transcorrentes sinistrais que orientaram as rochas na direção WNW-ESE, denominadas de Zona de Cisalhamento Transcorrente Bacajá.

Dados de campo, petrográficos e geocronológicos (Pb-Pb evaporação de zircão) levaram Vasquez, Macambira e Galarza (2005) a reconhecer duas áreas principais de granitoides transamazônicos. A Área Brasil Novo é formada por tonalitos e granodioritos, com enclaves de gnaisses e anfibolitos, diques de rochas máficas e, subordinadamente, granitos protomiloníticos. São reconhecidas foliações magmáticas de direção N40W e milonitos de alta temperatura. Na Área Uruará há monzogranitos, sienogranitos e gnaisses. Neste domínio, são descritos xenólitos métricos de gnaisses com granada, cordierita e sillimanita. Nestas áreas as feições ígneas são preservadas. Segundo Vasquez, Macambira e Galarza (2005), muitos registros relacionados a processos de migmatização são, possivelmente, relacionados ao fluxo magmático.

Para Vasquez, Macambira e Armstrong (2008), o Domínio Bacajá é formado por granitoides, rochas supracrustais, granulitos, migmatitos e charnockitos associados com gnaisses arqueanos retrabalhados durante a Orogenia Transamazônica. A área de estudos está situada, de acordo com a proposta de Lima

(2006), na Província Estrutural Amazônia, sub-província Amazônia Sul-Oriental, Complexo Itacaiúnas.

Palmeira e Barros (2006) e Barros *et al.* (2007) descrevem em granitos paleoproterozoicos da região norte de Pacajá bandamento composicional primário, foliação NW-SE, tendendo para WNW-ESE com altos valores de mergulho e lineações subhorizontais (FIGURA 5). Em função das estruturas descritas e, por representarem uma série cálcio-alcalina médio-K, Palmeira e Barros (2006) sugerem um ambiente de subducção para a formação dos granitos.

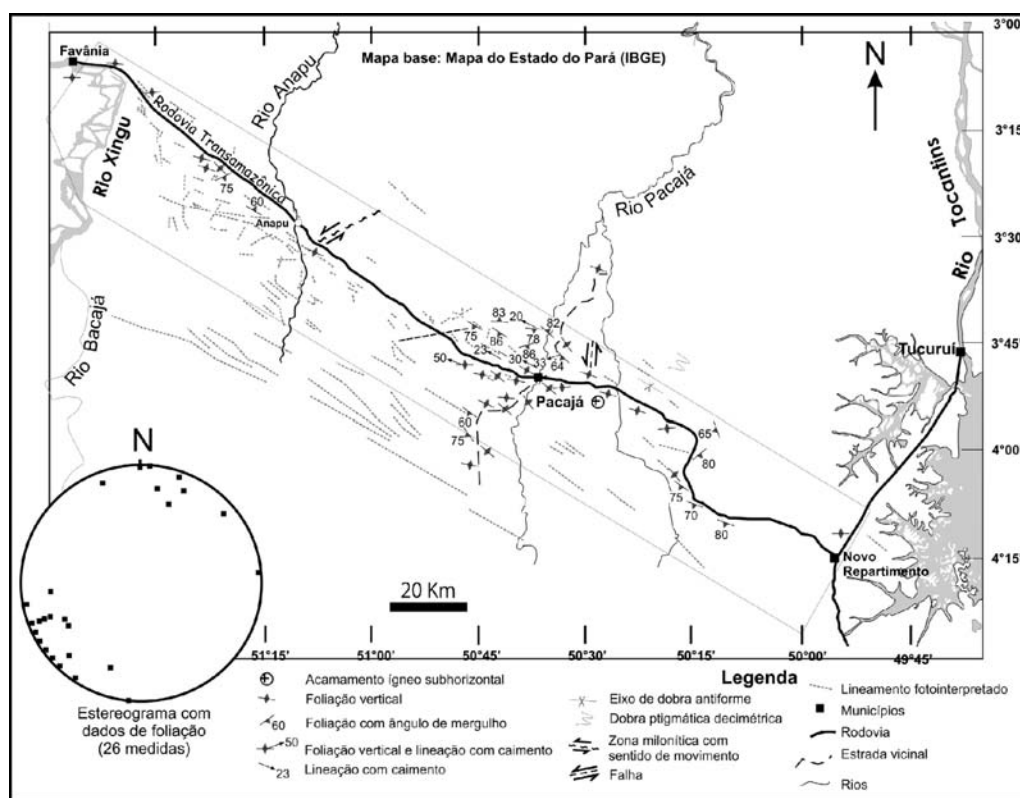


FIGURA 5 – Principais estruturas observadas na parte leste do domínio Bacajá por Barros *et al.* (2007). Notar a trajetória das foliações na direção NW-SE, mesma direção dos plútons granitoides

Macambira e Ricci (2008) destacam que os *trends* estruturais mais importantes na Folha Tucuruí, situada a leste da área de estudos, estão orientados na direção NW-SE e são controlados pela Faixa Araguaia, de direção N-S.

Vasquez, Macambira e Armstrong (2008) dataram cristais de zircão de granitoides da porção oeste do Domínio Bacajá. Entre os principais litotipos identificados na região estão ortognaisses, rochas metasedimentares de alto grau, ortogranulitos, rochas supracrustais, granitoides e charnockitos com ocorrências de

*inliers* arqueanos de ortognaisses. Na parte oeste do Domínio Bacajá, o embasamento é composto por ortognaisses (região de Uruará), paragnaisses, ortogranulitos e migmatitos.

Meta-andesitos, metabasaltos, metadacitos, xistos máficos, anfibolitos, quartzitos, formações ferríferas bandadas do cinturão *greenstone* Três Palmeiras ocorrem na forma de unidades alongadas na direção WNW-ESE. Um meta-andesito foi datado em  $2359 \pm 3$  Ma pelo método Pb-Pb (evaporação de zircão). Batólitos de tonalitos, granodioritos, monzogranitos com foliações magmáticas e miloníticas ocorrem alongados na direção NW-SE, paralela às zonas transcorrentes. De acordo com Vasquez, Macambira e Armstrong (2008), os granitoides se formaram em um processo prolongado entre  $2215 \pm 2$  Ma e  $2069 \pm 6$  Ma, e possuem registros de deformação em temperaturas superiores a  $550^{\circ}\text{C}$ , assim como feições de deformação em estado sólido, sob temperaturas inferiores a  $550^{\circ}\text{C}$ .

## 2.4 GEOLOGIA LOCAL DA BACIA DO AMAZONAS

Por meio da análise de imagens, Miranda (1983), verificou seis direções preferenciais de lineamentos no limite entre as bacias do Médio e Baixo Amazonas: N20-30E, N40-50E, N60-70E, N15-25W, N60-70W e N5W-N5E. Com base na disposição alinhada de algumas anomalias morfoestruturais foram reconhecidos importantes direções estruturais ENE-WSW e NNW-SSE.

Para João, Vale e Lobato (1987), as rochas da Bacia do Amazonas na área de estudos corresponderiam ao Grupo Trombetas/Formação Manacapuru, à Formação Maecuru (arenitos finos a conglomeráticos, em alguns locais maciços e com folhelhos subordinados) e à Formação Ererê (siltitos maciços intercalados com folhelhos e arenitos). Diques e soleiras de diabásio representam intrusões básicas mesozóicas. Ainda no Mesozóico teriam sido depositados arenitos, siltitos e argilitos da Formação Alter do Chão. Coberturas lateríticas e cascalhos, areia, silte e argila de aluviões completam a coluna estratigráfica da Folha Altamira.

De acordo com João, Vale e Lobato (1978), falhas NW-SE com variações para WNW-ESE, possuem direções concordantes com aquelas das sequências vulcano-sedimentares. Direções NE-SW, E-W, NNE-SSW e NNW-SSE foram observadas pelos autores, de modo subordinado. Franzinelli e Piuci (1988) descreveram feições deformacionais em sedimentos da Formação Alter do Chão.

Segundo Neves (1989), as principais feições regionais e locais da Bacia do Amazonas são: (1) *trend* de anticlinais assimétricas eo-cretáceas associadas aos lineamentos Curuá do Sul e Abacaxis, (2) estruturas transtensionais próximo ao Arco de Gurupá, (3) anticlinais terciárias *en echelon* na região do Rio Tapajós até Paraconi e (4) falhas transcorrentes destrais NW-SE, interceptadas por grábens e falhas transcorrentes sinistrais E-W. Para Neves (1989), os folhelhos radioativos devonianos do então Membro Barreirinha (Formação Curuá) representam os mais importantes geradores de hidrocarbonetos, e os arenitos da Formação Monte Alegre os reservatórios de maior interesse.

Para Neves<sup>8</sup> *et al.* (1989 citados por Neves 1989), as principais fases de estruturação da Bacia do Amazonas estão relacionadas às orogêneses Herciniana (Neo-Devoniano ao Eo-Carbonífero, Eo-Permiano e Permo-Triássico) e Kimmeriana tardia/Oregoniana (Eo-Cretáceo).

Rodriguez (1993) reconhece na região de Altamira quatro sistemas de lineamentos (Paratizinho, Santo Antônio, Paxamba e Cachoeira Grande). Os lineamentos com direção N80W e N40-30W podem ser estruturas do embasamento reativadas como falhas normais devido à compressão NW-SE, desde o Fanerozóico. Rodriguez (1993) destaca a presença de duas direções preferências de lineamentos: N40±10W (Santo Antônio e Paratizinho) e N50±15E (Paxamba e Cachoeira Grande).

Na região conhecida como Babaquara foram reconhecidos lineamentos com direção NE-SW que representam falhas inversas em sedimentos paleozóicos e em granitoides paleoproterozoicos que, provavelmente, foram reativadas como falhas normais. O controle neotectônico é observado entre os lineamentos Cachoeira Grande e Paxamba, onde a calha do Rio Xingu é formada por canais restritos com direções N85±5W e N40±10W. Rodriguez (1993) associa as direções N50W e N55W ao campo de tensões máximas que aproveitaram estruturas do embasamento como falhas normais. A aplicação do campo de tensões não é certa, podendo corresponder a uma resultante das tensões intraplacas relativas à migração das placas de Nazca, Cocos e Caribe e a expansão do oceano e movimentos isostáticos.

As feições lineares definidas por Cordani *et al.* (1984), Hasui, Haralyi e Schobbenhaus (1984), as estruturas do Mesoproterozoico/Neoproterozoico definidas Costa e Hasui (1997), Wanderley Filho (1991,1996), de Sadowski e Campanha

---

<sup>8</sup> NEVES, C.A.O. *et al.* Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas. Relatório interno, 1989.



(2004) e de Vasquez, Macambira e Galarza (2005), mostram o predomínio de estruturas com direções NW-SE, NNW-SSE, ENE-WSW e NE-SW (FIGURA 6).

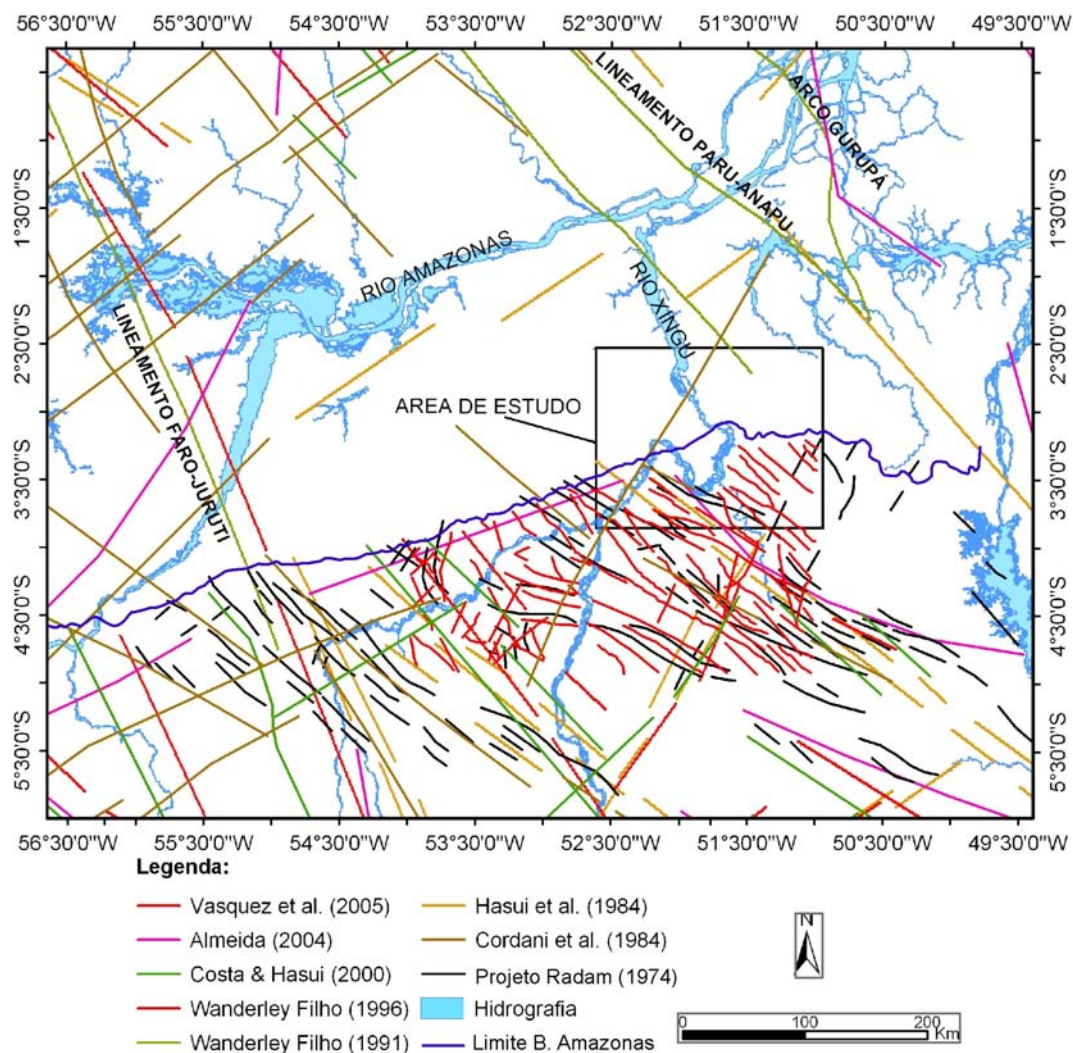


FIGURA 6 – Principais lineamentos definidos em alguns trabalhos para a área de estudos

A geologia do Cráton Amazônico resulta da colisão de blocos cratônicos (RAMOS, 2008, VARGAS-MATTOS *et al.*, 2008, VASQUEZ; MACAMBIRA; ARMSTRONG, 2008), deformação de faixas móveis (BRITO NEVES, 2008), eventos distensionais (MOSMANN *et al.*, 1986) e afinamento da litosfera (KLEIN *et al.*, 1997).

Rochas antes classificadas como gnaisses e migmatitos, são granitoides sinmagmáticos (VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005, BARROS *et al.*, 2007) e rochas do Domínio Bacajá consideradas como arqueanas, são na verdade paleoproterozoicas (TASSINARI, MACAMBIRA 2004, SANTOS *et al.*, 2006).



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 ANÁLISE DE IMAGENS

A análise de imagens SRTM foi realizada nas fases iniciais da pesquisa. Além de representar o arcabouço geológico-estrutural regional, a utilização de imagens resulta em vantagens como otimização de investimentos e tempo. Possibilita ainda, a observação de estruturas litosféricas que, muitas vezes não seriam delimitadas apenas com a realização de trabalhos de campo, como zonas de cisalhamento e intercalações de diferentes litotipos. A análise de imagens geradas por sensores remotos também auxiliou a programação das atividades de campo.

A análise dos modelos digitais de elevação SRTM, adquiridos no site da USGS (<http://eros.usgs.gov/>, acesso em agosto de 2007), foi realizada em meio digital por meio *software* ESRI® ArcMap™ 8.3 e foi auxiliada por mapas geológicos, hidrográficos e mapas diversos da literatura. Além do *software* ESRI® ArcMap™, obteve-se licença de uso para o programa RockWorks 2002.

Como as características de uma imagem dependem das propriedades dos equipamentos utilizados e de aspectos físico-químicos dos terrenos analisados, realizou-se um tratamento preliminar das imagens. Após a seleção, as imagens foram inseridas em um banco de dados, onde o sistema de coordenadas foi alterado para SAD-69, projeção policônica. Com o objetivo de realçar feições estruturais, utilizaram-se iluminações artificiais nas direções N45W, N-S, N45E e E-W.

Adotou-se uma ordem de trabalho que envolveu, inicialmente, a observação de estruturas regionais em escala 1:800.000 e por fim, o estudo de feições locais em escala 1:250.000.

A análise de imagens SRTM da Bacia do Amazonas e seu embasamento, na escala 1:800.000, permitiu a discriminação de feições regionais da ordem de dezenas de quilômetros. As feições lineares identificadas nesta fase da análise foram denominadas de *lineamentos de primeira ordem*.

Na sequência, os lineamentos de primeira ordem foram refinados em escala 1:250.000, por meio da identificação e do posicionamento mais preciso de segmentos retilíneos constituintes das feições lineares regionais. Como produto obteve-se um arquivo com os *lineamentos de primeira ordem refinados*. Ainda na

escala 1:250.000, foram identificados os *lineamentos de segunda ordem* que correspondem às feições lineares não observadas na escala 1:800.000.

Para gerar os diagramas de rosetas foi utilizado o programa RockWorks 2002. Para que os arquivos *shapefile* fossem utilizados no RockWorks, os mesmos foram transformados para o formato AutoCAD DXF (\*.dxf) por meio do programa Didger 3.02. Os arquivos .dxf foram salvos em formato AutoCAD R-12/LT2 DXF (\*.dxf) no *software* AutoCAD 2000.

Com o auxílio do ArcMap, do RockWorks e do programa LinAnalyst v. beta 1 foi possível gerar mapas de atributos com o objetivo de complementar e facilitar a compreensão do cenário estrutural da área de estudos. Para a confecção dos mapas foi necessário extrair as coordenadas X e Y dos extremos de cada lineamento. Este procedimento foi realizado no RockWorks, sendo obtido um arquivo no formato Surfer ASCII. Os valores de X e Y obtidos no RockWorks foram transformados em um arquivo DBF 4 (dBASE IV) pelo programa Microsoft® 2002. O LinAnalyst gera arquivos .xya que foram modificados para .xls, para que fosse possível sua utilização no ArcMap. Diferentes espaçamentos foram testados para a confecção do *grid*, sendo que o de 5.000 metros apresentou os melhores resultados.

As especificações utilizadas seguiram métodos apresentados por Rohrbaugh, Dunne e Mauldon (2002) e De Freitas, Rostirolla e De Freitas (2005). Para a confecção dos mapas de frequência e comprimento adotou-se o método indicado ou *grade*.

### 3.2 ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS

Na descrição de afloramentos foram priorizados aspectos litológicos e estruturais. Buscou-se identificar feições relacionadas a critérios cinemáticos em rochas do embasamento e da Bacia do Amazonas e, quando possível, foram coletadas amostras orientadas para estudos microtectônicos (FIGURA 7).

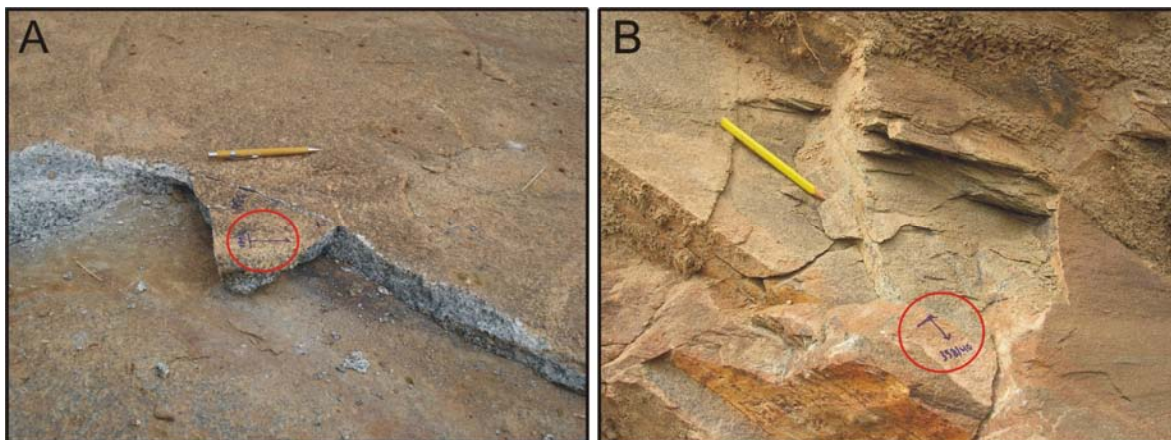


FIGURA 7 – Exemplos de afloramentos onde foram coletadas amostras orientadas para análises microtectônicas

O mapeamento geológico da área e a análise estrutural foram favorecidos pela existência de estradas vicinais de direção N-S, que seccionam às principais feições estruturais regionais do Cráton Amazônico.

Foram descritos afloramentos ao longo da Rodovia Transamazônica e estradas vicinais e, secundariamente, exposições rochosas ao longo de rios como o Xingu (FIGURA 8). A primeira etapa de campo foi realizada de 20 de novembro a 01 de dezembro de 2007, ao longo da Rodovia Transamazônica, entre as cidades de Marabá e Brasil Novo e estradas vicinais, sendo descritos 59 afloramentos. A segunda etapa de campo ocorreu no mês de julho de 2008, ao longo da Rodovia Transamazônica, com descrição de 52 afloramentos.

A análise estrutural realizada baseou-se, principalmente, em feições planares e lineares descritas em campo. Entende-se que os dados obtidos na análise de imagens e na descrição de lâminas petrográficas complementem as observações de campo e, desta maneira, também foram considerados para o entendimento dos processos de deformação.

Os dados estruturais foram organizados em tabela no Excel no sistema Clar (rumo do mergulho/ ângulo de mergulho), com o uso de filtros para possibilitar a busca rápida de dados, de acordo com afloramentos, tipos de estrutura e indicadores cinemáticos.

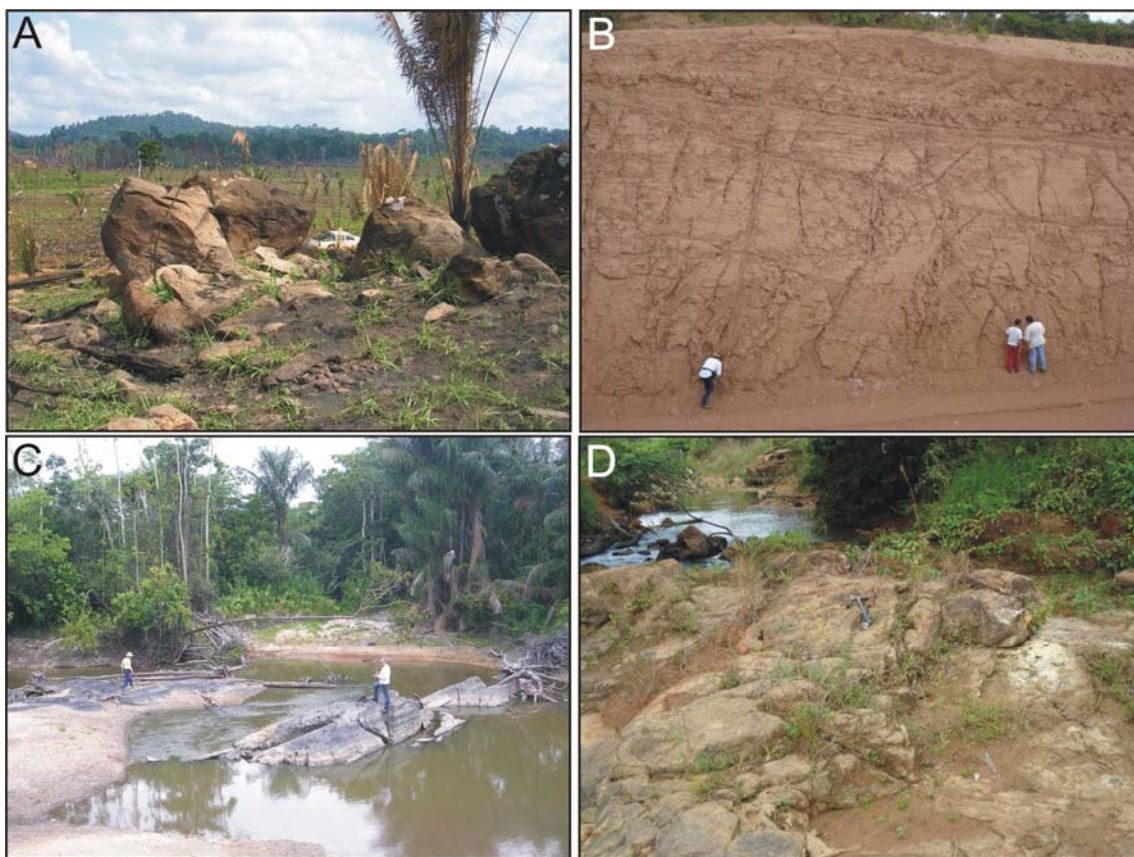


FIGURA 8 – Exemplos de afloramentos estudados. (A) blocos próximos a Rodovia Transamazônica e estradas vicinais; (B) cortes de estrada; (C e D) exposição ao longo de rios

### 3.3 PETROGRAFIA

O principal objetivo da análise de lâminas petrográficas foi caracterizar as condições de deformação das rochas da Província Maroni-Itacaiúnas.

Para isso, foram estudadas 18 lâminas petrográficas de rochas granitoides e metabásicas. Em nove lâminas de rochas granitoides foram realizadas análises modais em um contador de pontos (marca Swift) acoplado ao microscópio petrográfico. Para cada análise foram contados 1200 pontos. Estes dados foram lançados no digrama QAP e a nomenclatura seguida é a proposta por Le Maitre (2004). A partir da distribuição das análises no diagrama QAP, as rochas estudadas foram correlacionadas com as séries magmáticas de Lameyre e Bowden (1982).

Para a distinção de foliações magmáticas e metamórficas foram utilizados critérios mesoscópicos e microscópicos recomendados por Miller e Paterson (1994) e Paterson, Vernon e Tobisch (1989). As feições microtectônicas foram descritas seguindo os conceitos discutidos por Passchier e Trouw (1996). Os principais

critérios cinemáticos usados em trabalhos de campo e na análise petrográfica são os apresentados por Petit (1987), Twiss e Moores (2007), Passchier e Trouw (1996) e Doblas (1998).

### 3.4 ANÁLISE DE PALEOTENSORES

Foram consideradas para a determinação das posições dos paleotensores, medidas de falha e estrias que continham indicadores cinemáticos, assim como fraturas com correspondência geométrica com as fraturas descritas no modelo de Riedel, em especial os planos Y, R e P. A obtenção das medidas inferidas de estrias e de planos auxiliares foi realizada de maneira manual com o auxílio da Rede de Schmidt, de acordo com sistemática apresentada por De Freitas, Rostirolla e De Freitas (2005) e por Santos (2010).

A partir de medidas de falhas Y e R, do modelo de Riedel, realizou-se a projeção polar das fraturas Y e R. Contando-se 90° no plano R, a partir da interseção dos planos Y e R, obteve-se a medida de uma estria teórica. A posição da estria coincide com o tensor sigma 2. O valor da estria é um parâmetro de entrada necessário para o cálculo da posição dos tensores, realizado no *software* Sigmas, desenvolvido no Laboratório de Bacias e Petrofísica (LABAP-UFPR), de licença livre.

Com base nos planos de falhas Y e P determinou-se o plano R com base na guirlanda definida pelos pólos de P e Y. Uma vez determinado o plano R, a atitude da estria é obtida contando-se 90° no plano R, a partir da intersecção dos planos Y e R. Apesar das atitudes serem obtidas de maneira indireta, considera-se o valor encontrado confiável devido à ampla aceitação do modelo de Riedel na literatura.

Para a análise de paleotensores utilizou-se a posição dos tensores sigma 1, sigma 2 e sigma 3, observados no modelo de Anderson. Na primeira fase da análise buscou-se diferenciar estruturas geradas em deformações transcorrentes das deformações compressionais, considerando-se posições teóricas ideais para os tensores. Dessa maneira, a posição vertical ou subvertical do tensor sigma 2 indicaria estruturas formadas em zonas de falha transcorrentes. Caso a deformação ocorra em contexto compressional, o tensor sigma 2 tenderia a estar na posição horizontal ou sub-horizontal. Posteriormente, com base na posição do tensor sigma 3, objetivou-se diferenciar estruturas formadas em deformações distensionais das deformações compressionais. Num contexto distensivo, o tensor sigma 3 estaria em

posições horizontais ou sub-horizontais e num contexto compressivo, vertical ou sub-vertical.

### 3.5 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

Com o objetivo de posicionar temporalmente uma das fases de deformação caracterizadas em rochas da Província Maroni-Itacaiúnas, procedeu-se a análise geocronológica de cristais de muscovita coletados em planos de falha. A análise foi realizada pelo Laboratório UQ-AGES, da Universidade de Queensland (Austrália), sob a responsabilidade de David S. Thiede e Paulo M. Vasconcelos. As amostras foram datadas pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

#### Irradiação

As amostras foram inseridas em disco de alumínio junto ao monitor de fluência Fish Canyon Sanidine. Os discos de irradiação foram fechados com tampas de alumínio, envolvidos em papal alumínio e selados com vácuo em tubos de ensaio de quartzo. O tempo de irradiação foi de 14 horas em um reator do tipo TRIGA, na Universidade de Oregon (EUA). Todas idades foram registradas usando-se constantes de decaimento.

#### Espectometria de massa

Após um período de decaimento posterior à irradiação, as amostras foram analisadas por aquecimento de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  a *laser*. Antes da análise, os grãos foram submetidos a vácuo e sob 200°C por 12 horas. Cada amostra foi aquecida gradativamente com uma onda contínua de laser de íon de Ar com feixe desfocado de 2mm de largura. A fração de gás liberada foi limpa pelo sistema crioresfriado ( $T=-125^\circ\text{C}$ ) e dois coletores e analisados para isótopos de Ar em um espectrômetro de massa do tipo MAP215-50 equipado com um coletor C-50 SAEZ Zr-V-Fe.

Os dados foram corrigidos para discriminação de massa, interferência nucleogênicas e contaminação atmosférica.

## 4 ANÁLISE DE IMAGENS

### 4.1 INTRODUÇÃO

A análise de imagens geradas por sensores remotos é uma ferramenta eficaz para o reconhecimento do contexto geológico de uma região (MIRANDA, 1983, HASUI; HARALYI; SCHOBENHAUS, 1984, TSOUTRELIS; EXADACTYLOS; KAPENIS, 1990, BEMERGUY *et al.*, 2002, QUEIROZ; MENESES; JOST, 2000, TORRES, 2000, SILVA *et al.*, 2003, LILLESAND; KIEFER; CHIPMAN, 2004, CARNEIRO 2005, PALHA; CARVALHO, 2005, TAVARES JÚNIOR *et al.*, 2006). Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos por meio da análise multiescala de modelos digitais de elevação SRTM em terrenos da Bacia do Amazonas e do seu embasamento na região em questão.

### 4.2 RESULTADOS

A Figura 9A mostra um exemplo de imagem SRTM utilizada para a análise regional e a Figura 9B mostra os lineamentos de primeira ordem identificados na escala 1:800.000. A Figura 10A contém os lineamentos de primeira ordem refinados, observados na escala 1:250.00. De uma maneira geral, foram necessários ajustes inferiores a  $10^\circ$  na direção das feições lineares, com relação ao traçado dos lineamentos de primeira ordem. A Figura 10B mostra os lineamentos de segunda ordem identificados na escala 1:250.000, com base na análise de modelos digitais SRTM. As direções N50W, N60W e N80W destes lineamentos são paralelas às estruturas regionais observadas no terreno Bacajá (VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005, FARACO *et al.*, 2005, BARROS *et al.*, 2007).



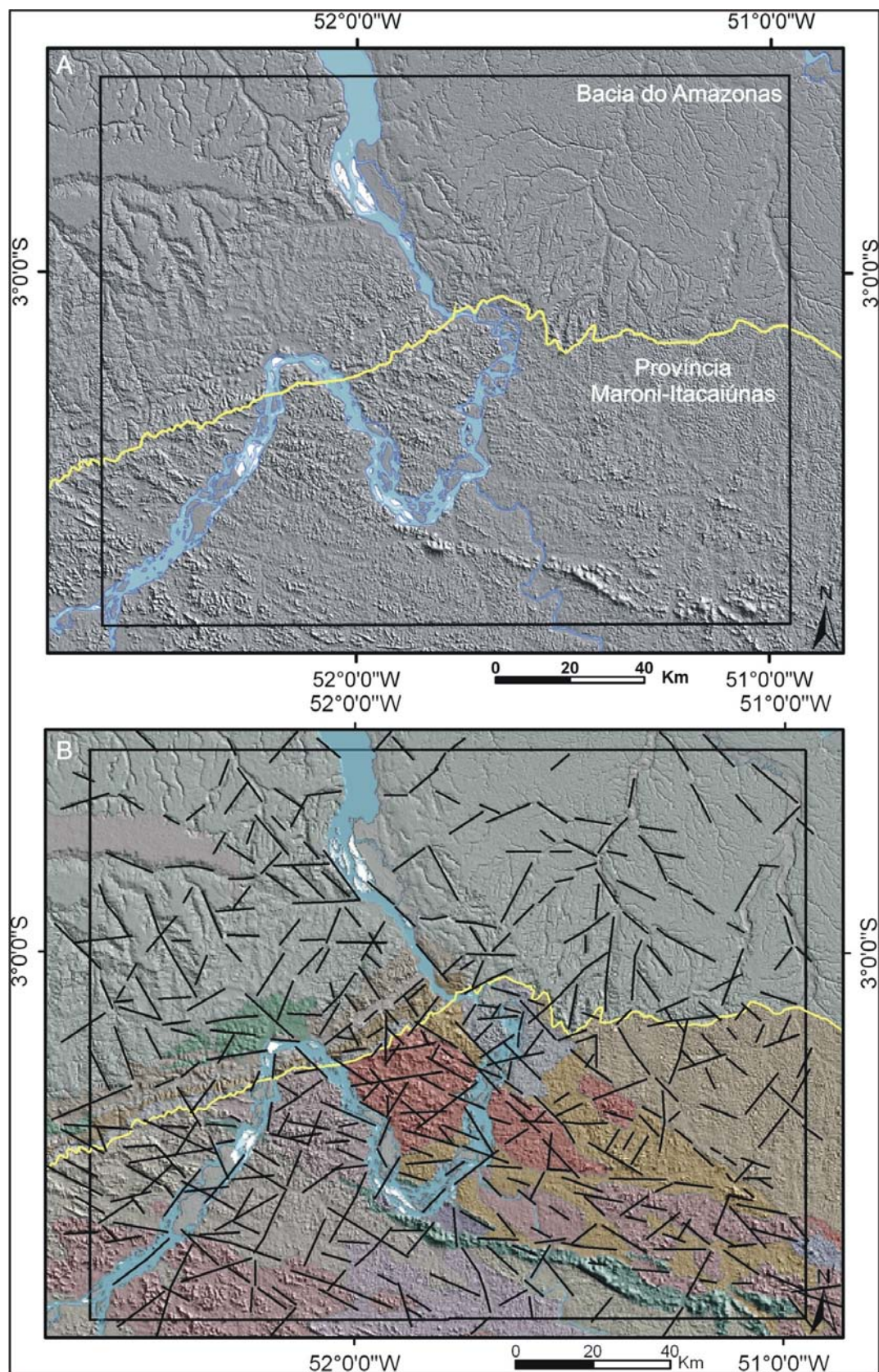


FIGURA 9 – (A) Modelo digital de elevação SRTM utilizado na análise de imagens (iluminação a N45E). (B) Lineamentos de primeira ordem definidos em escala 1:800.000



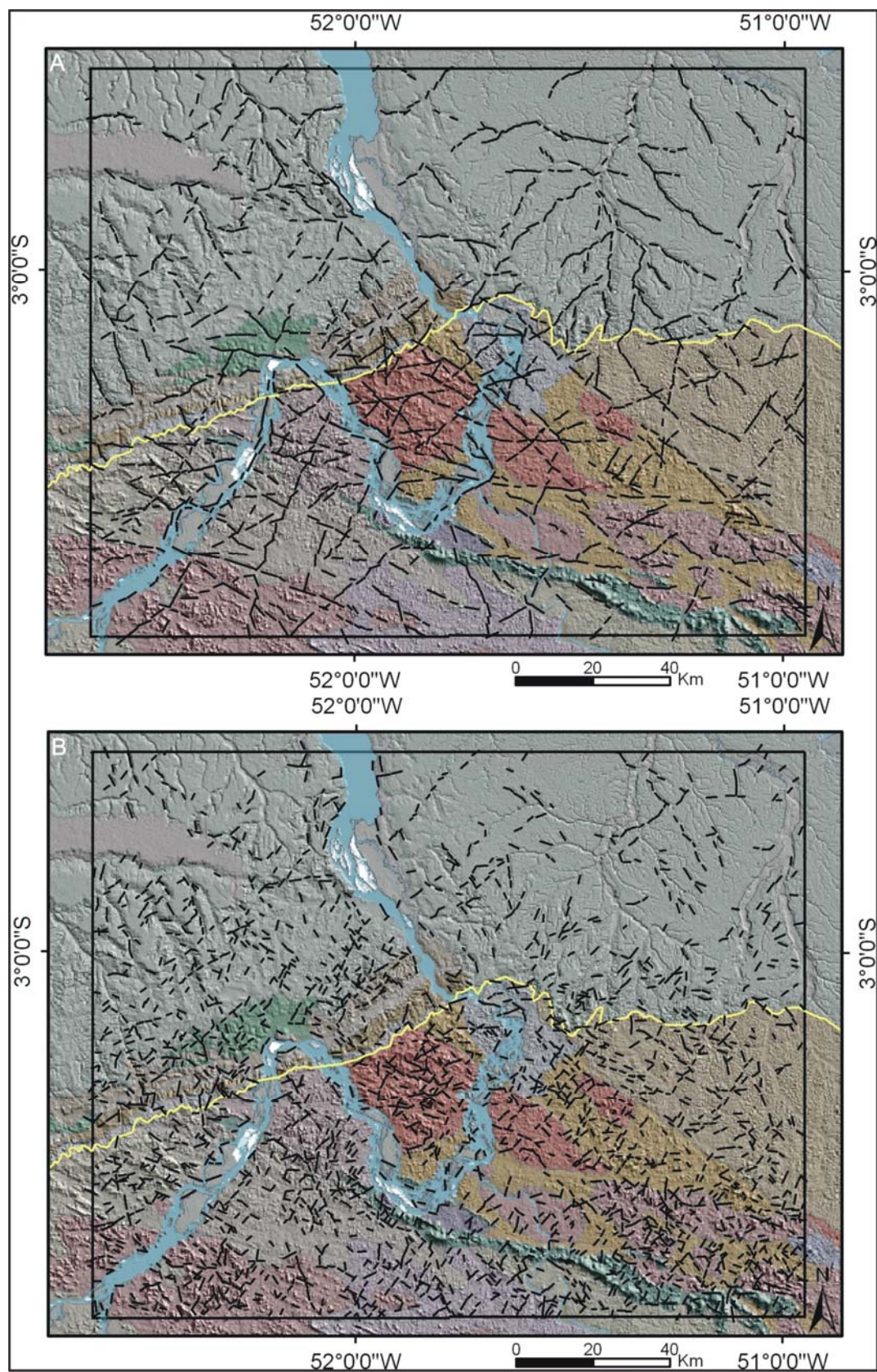


FIGURA 10 – (A) Lineamentos de primeira ordem refinados, identificados na escala 1:250.000. (B) Lineamentos de segunda ordem identificados na escala 1:250.000

Dessa maneira, foram obtidos pela análise de imagens geradas por sensores remotos, três resultados parciais: um arquivo com os lineamentos de primeira ordem, um arquivo com os lineamentos de primeira ordem refinados e um arquivo com os lineamentos de segunda ordem. Para melhor visualização dos *trends* estruturais da área de estudos foram gerados diagramas de rosetas a partir dos lineamentos identificados na análise de imagens (FIGURA 11).

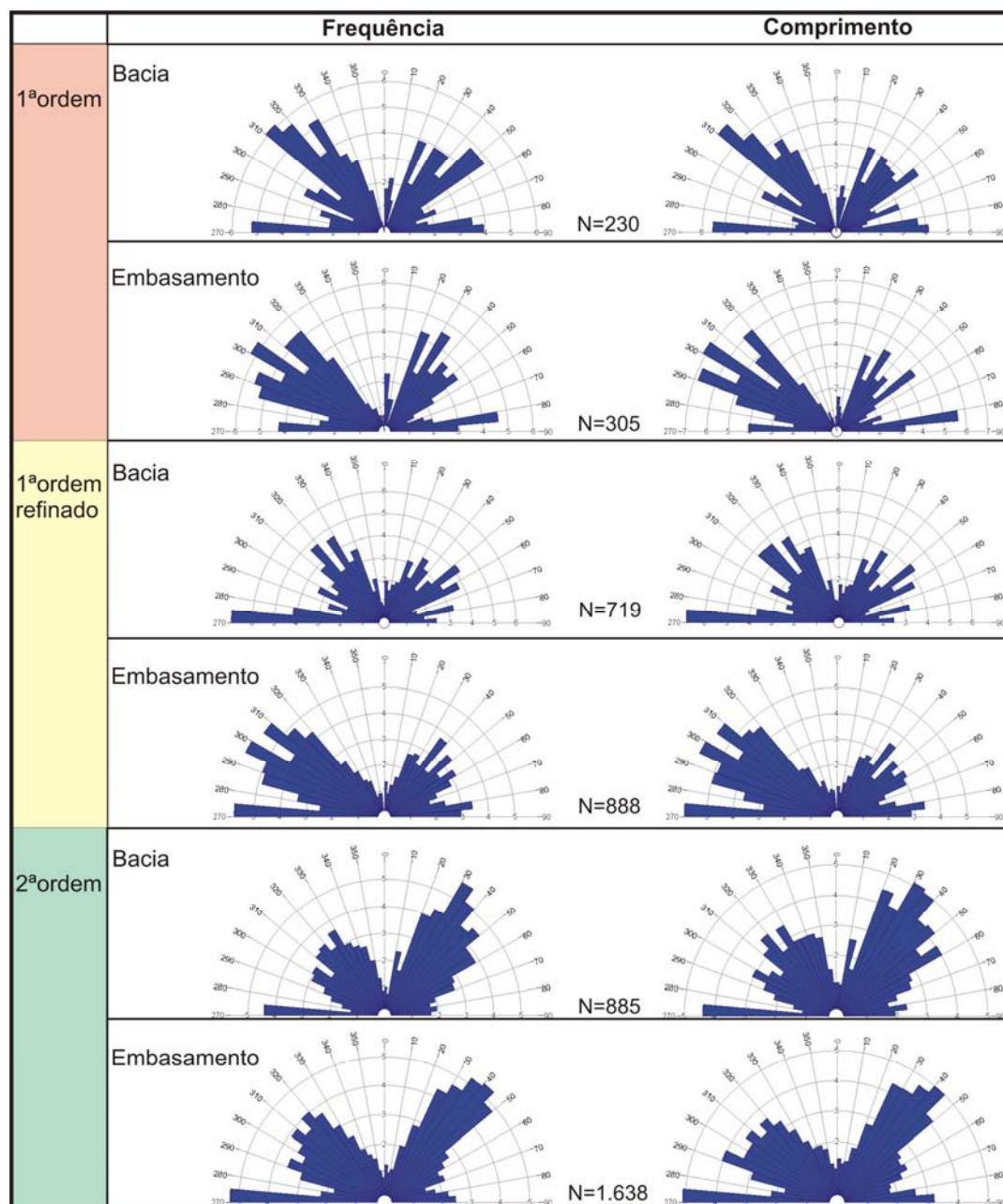


FIGURA 11 – Diagramas de rosetas confeccionados com base nos lineamentos de primeira ordem, nos lineamentos de primeira ordem refinados e nos lineamentos de segunda ordem

Nota-se, de acordo com os diagramas de rosetas de primeira ordem, que o embasamento apresenta, além dos lineamentos de direção preferencial N60W, estruturas com direção ENE-WSW e NE-SW. Na área correspondente à Bacia do Amazonas, nota-se uma moda na direção N50W e duas concentrações secundárias com direção NE-SW e WNW-ESE. É possível observar que, com base na análise das imagens na escala 1:800.000, a moda observada no embasamento (N60W) varia 10° com relação à moda presente na Bacia do Amazonas (N50W). Tal similaridade na direção de estruturas pode representar um controle estrutural das mesmas.

Tanto no embasamento, como na bacia, observa-se que a moda das feições lineares de primeira ordem refinadas mostra direção preferencial WNW-ESE, tanto para frequência, como para o comprimento dos lineamentos. No embasamento, outras concentrações importantes ocorrem na direção N50-60W e, secundariamente, N40E. Na Bacia do Amazonas é possível observar um padrão de estruturas com direção N30-40W e N30-50E. Nota-se, novamente, que o padrão de estruturas com direção N50-60W observado no embasamento é um pouco diferente do padrão visto na bacia, pois possui uma diferença de aproximadamente 10° na orientação da moda.

Os diagramas baseados nos lineamentos de segunda ordem mostram uma diferença importante com relação aos anteriores: a moda possui direção NE-SW. Tanto nos diagramas da Bacia do Amazonas, como do embasamento, é possível observar uma moda com direção N30-40E e concentrações secundárias com direção WNW-ESE e NW-SE.

Com o objetivo de verificar algumas tendências na ocorrência dos lineamentos, foram confeccionados mapas de atributos de lineamentos. A partir dos lineamentos de primeira ordem refinados e segunda ordem foram gerados mapas de frequência, comprimento parcial e intensidade (frequência x comprimento parcial), mostrados, respectivamente, nas FIGURAS 12 A, B e C.



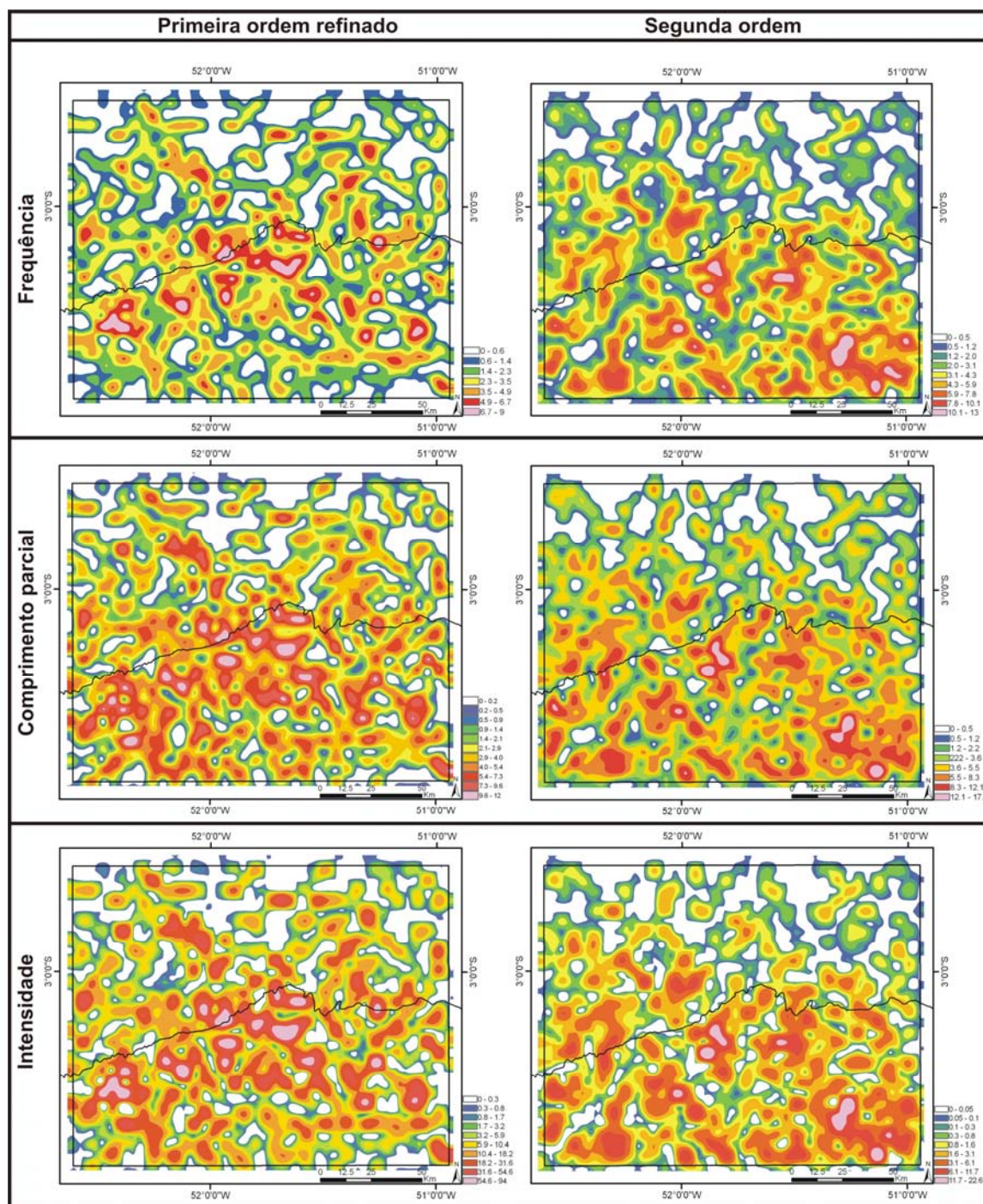


FIGURA 12 – Mapas de contorno de frequência, comprimento parcial e intensidade, confeccionados com base nos lineamentos observados em imagem SRTM

### 4.3 DISCUSSÃO

Após a análise de imagens geradas por sensores remotos e, com base em dados da bibliografia, é possível tecer algumas considerações importantes:

- a análise das feições lineares depende da escala adotada;
- como a penetração das ondas de radar na vegetação é limitada, a utilização do modelo digital de elevação deve ser feita com cautela por representar, em áreas com vegetação densa, a cobertura vegetal e não a superfície do terreno;
- existe correspondência entre os diagramas de frequência e comprimento;
- as estruturas regionais (feições lineares de primeira ordem) do embasamento e da Bacia do Amazonas correspondem a lineamentos com direção NW-SE, que representam tanto feições dúcteis (intercalações de unidade geológicas, acamamentos ígneos), zonas miloníticas e zonas de falha;
- as feições lineares observadas na escala 1:800.000, orientadas na direção N60W, são constituídas por segmentos de direção N60W e N80W. Estas estruturas representam provavelmente o arcabouço estrutural dúctil dos granitoides e rochas metamórficas;
- nos domínios de granitoides, as anisotropias estruturais são menos evidenciadas em imagens de satélite e de radar, comparativamente ao que se verifica nas metabásicas;
- de acordo com informações aerogeofísicas, a forte orientação N70W das estruturas representa, provavelmente, formas alongadas de diferentes intrusões granitoides que se formaram durante a construção do arco magmático, conforme proposto por Barros *et al.* (2006, 2007);
- estruturas de direção N30E podem estar relacionadas aos diques máficos de orientação NE-SW presentes na porção oriental do Domínio Bacajá, conforme Vasquez, Macambira e Armstrong (2008). Carneiro *et al.* (2007) caracterizam, a partir de dados aerogeofísicos, feições alongadas com direções NE-SW e N-S, como diques de diabásio;
- observar-se que os mapas possuem na área do embasamento maiores valores de frequência, comprimento parcial e intensidade. Tal fato é esperado, visto que as rochas do embasamento, por serem mais antigas que as rochas da Bacia do Amazonas, devem conter o registro de fases deformacionais anteriores a 500 Ma, a

exemplo da estruturação dúctil contemporânea à colocação dos plútons graníticos paleoproterozóicos;

- a análise dos mapas de primeira ordem refinados mostra que, na “volta grande do Rio Xingu”, existe elevada frequência de lineamentos de dezenas de quilômetros nos domínios do embasamento. É provável que parte da calha do Rio Xingu tenha sido controlada pelas fraturas e falhas NW-SE e NE-SW, descritas anteriormente. De acordo com Lillesand, Kiefer e Chipman (2004), as juntas, por serem planos de fraqueza nas rochas, geralmente formam superfícies visíveis em imagens e controlam a formação de canais de rios. Igualmente no embasamento, porém de maneira secundária, é possível observar uma concentração de lineamentos na porção sudoeste da área;

- nos mapas confeccionados a partir dos lineamentos de segunda ordem é possível observar concentrações na porção central e sudeste da área. Nesta última região se localiza o Anfibolito Itatá e as intrusões da Suíte Intrusiva João Jorge;

- algumas direções preferenciais de fraturas identificadas na análise de imagens da corrente pesquisa são semelhantes aos resultados obtidos por Rodriguez (1993).

## 5 ANÁLISE ESTRUTURAL DESCRITIVA

No corrente capítulo são apresentadas informações petrográficas e estruturais obtidas em campo e feições microscópicas. Foram descritos, 111 afloramentos em rochas da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas (FIGURA 13). Os dados referentes à primeira etapa de campo foram denominados com a sigla “PMI” e os obtidos na segunda etapa como “PTZ”.

Nos domínios do embasamento, a descrição está organizada de acordo com o tipo de rocha, e nos domínios da Bacia do Amazonas, de acordo como as unidades litoestratigráficas.

### 5.1 EMBASAMENTO

Na área estudada, o embasamento da Bacia do Amazonas engloba rochas paleoproterozoicas pertencentes à Província Maroni-Itacaiúnas, dentre as quais se destacam pela quantidade, granitoides foliados e, secundariamente, rochas metabásicas.

#### 5.1.1 Rochas metabásicas

As rochas metabásicas possuem cor cinza escuro e afloram ao longo de uma faixa de direção N70W, com comprimento de dezenas de quilômetros e largura de centenas de metros. Estas rochas pertencem ao Anfibolito Itatá, da Suíte Metamórfica Três Palmeiras (JOÃO; VALE; LOBATO, 1987), também denominada de Sequência Três Palmeiras (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) e ocorrem limitadas ao norte e ao sul por rochas granitoides.

Embora mais facilmente intemperizadas que os granitoides, os anfibolitos são muitas vezes ressaltados no relevo regional sob a forma de serras alinhadas, sustentadas por coberturas lateríticas. Um exemplo é a Serra Três Palmeiras, situada nas proximidades do Rio Bacajá que, devido à maior resistência ao intemperismo, destaca-se em imagens de satélite e radar.



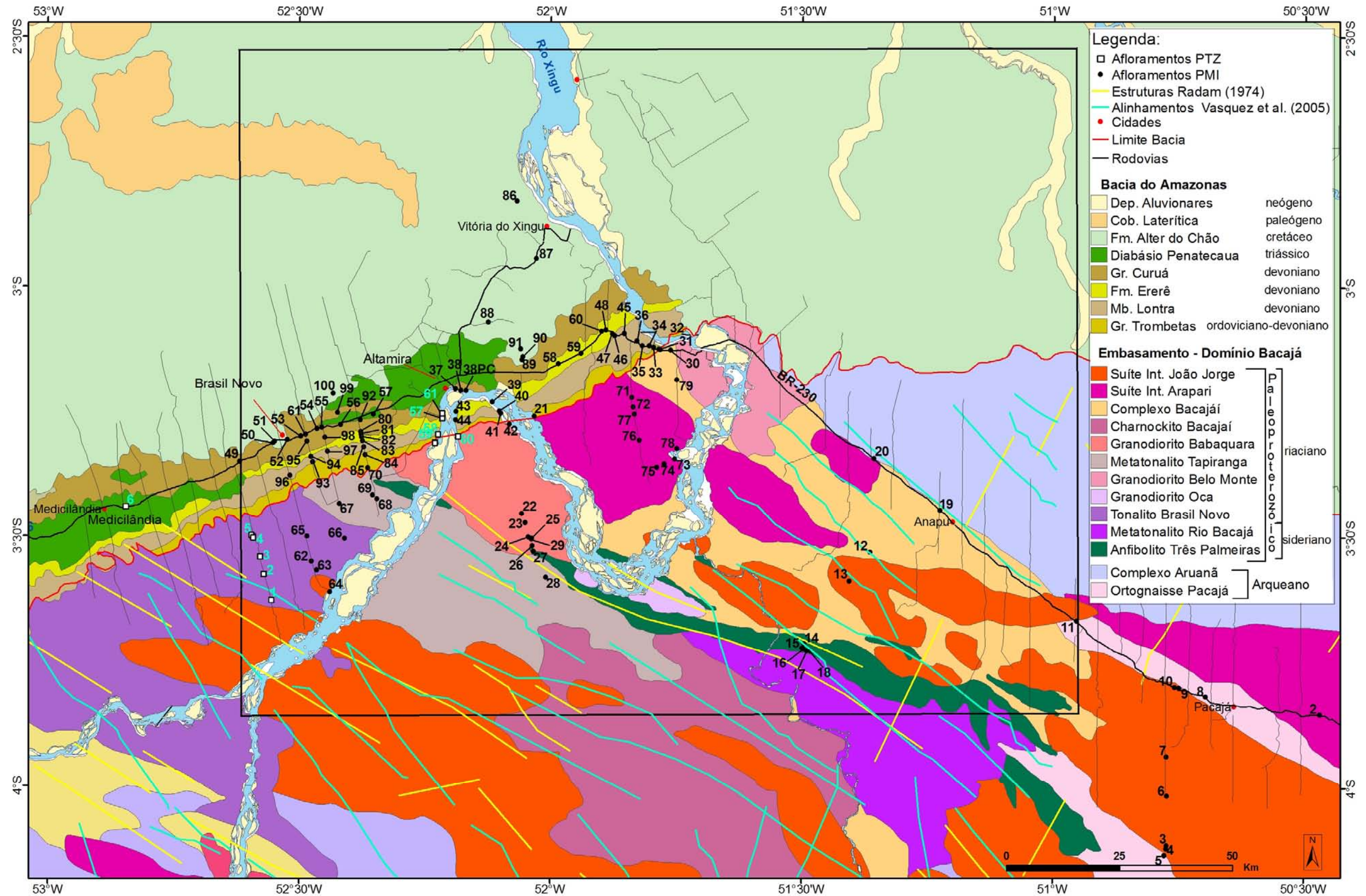


FIGURA 13 - Mapa de unidades litológicas do domínio Bacajá (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) com a localização dos afloramentos descritos na Bacia do Amazonas e na Província Maroni-Itacaiúnas



A granulação dos cristais de anfibólio e plagioclásio das rochas metabásicas varia de fina a média (FIGURA 14; FIGURA 14B). Esta variação na granulação dos cristais é paralela à foliação e, quando considerada em conjunto com a variação mineralógica, representa um bandamento composicional.

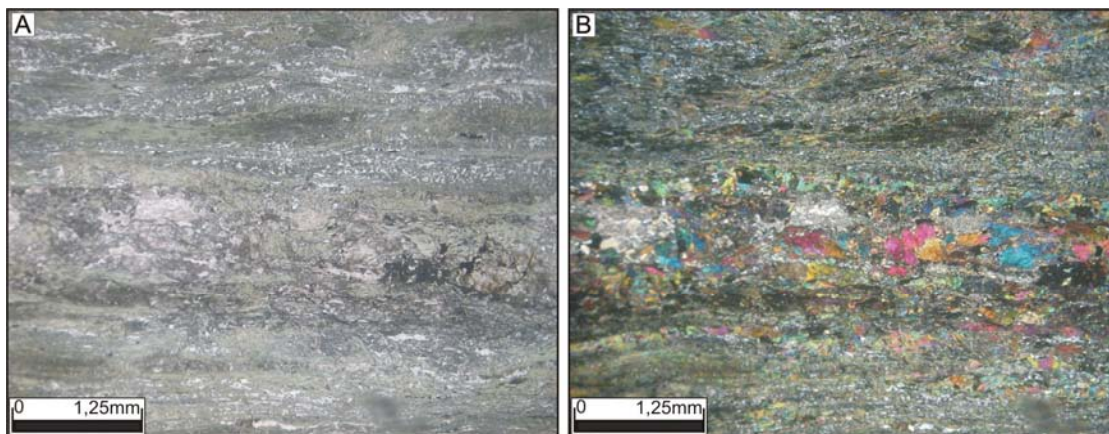


FIGURA 14 - (A) Fotomicrografia (luz natural) de rocha metabásica foliada da Sequência Três Palmeiras. (B) Fotomicrografia (luz polarizada) de rocha metabásica mostrando níveis com cristais de anfibólio de granulação variada

Além de intercalações de níveis com diferentes granulações de cristais de anfibólio e plagioclásio, há uma xistosidade incipiente a forte, com direções N32W/34SW e N78W/74SW, definida pela orientação preferencial destes minerais (FIGURA 15A e FIGURA 15B). De modo localizado, foram descritas rochas com estrutura maciça.

Estruturas rúpteis são representadas por planos de fraturas com direções NNE-SSW, NE-SW e NW-SE. Fraturas escalonadas de direção N45E, indicativas de movimento transcorrente destal foram observadas próximo ao contato com granitos (FIGURA 15C). Localmente, cristais finos de sulfeto ocorrem orientados.

Próximo à terminação noroeste da sequência Três Palmeiras, as rochas metabásicas mostram porfiroblastos de feldspato (FIGURA 16A) e bandamento marcado por níveis de biotita e anfibólio e por níveis de plagioclásio e quartzo. Veios de quartzo com espessura centimétrica são subparalelos à foliação.

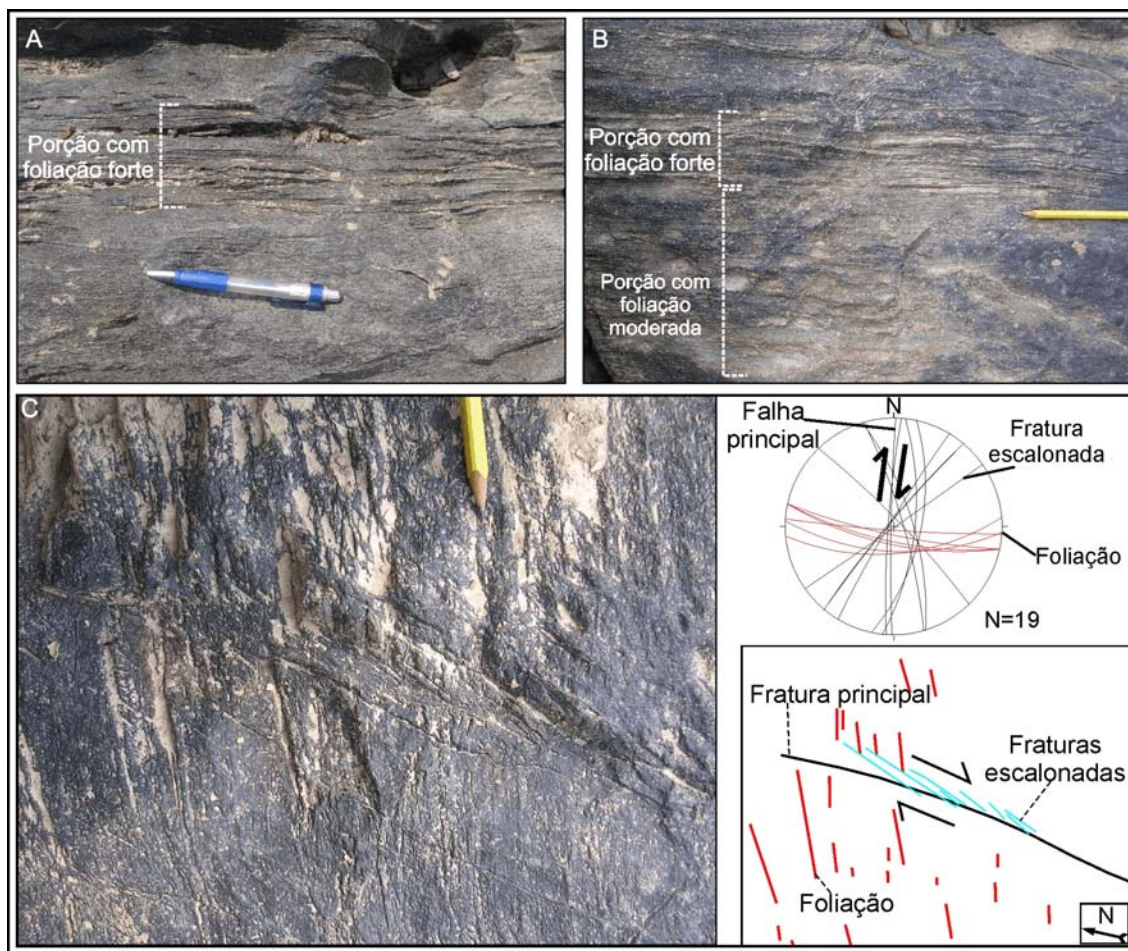


FIGURA 15 - (A) e (B) Rocha metabásica da Sequência Três Palmeiras com foliação de orientação mineral de penetrabilidade moderada a forte. (C) Fraturas escalonadas oblíquas à foliação com indicação de cinemática dextral. Ponto PMI – 25

Na escala microscópica, observam-se rochas com estrutura maciça e rochas foliadas. As primeiras mostram feições ígneas preservadas, resultando em uma textura blastofítica (FIGURA 16B). Entre as feições metamórficas têm-se, além da foliação, pseudomorfos de actinolita que substituíram o piroxênio. Em algumas rochas nota-se extinção ondulante em plagioclásio, maclas em cunha e *kink bands*. O anfibólio exibe feições radiais e zoneamento marcado por núcleos de actinolita verde pálido, e bordas de hornblenda verde oliva (FIGURA 16C). Cristais avermelhados de biotita, indicativos de alta temperatura e níveis com textura granoblástica, também são observadas.



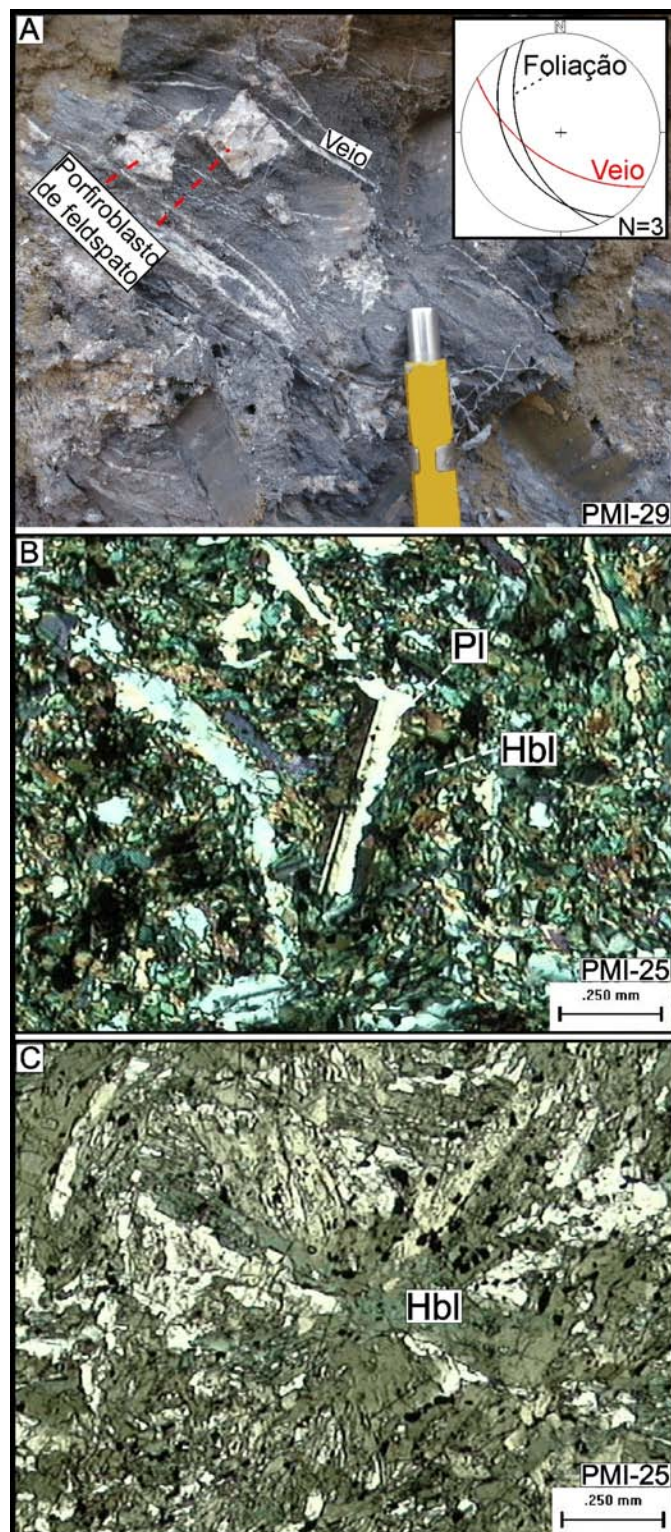


FIGURA 16 - (A) Rocha metabásica formada por matriz fina, porfiroblastos de feldspato e veios de quartzo de espessura submilimétrica. Ponto PMI-29. (B) Fotomicrografia (luz polarizada) de rocha metabásica mostrando textura blastofítica. (C) Fotomicrografia (luz natural) de rocha metabásica com cristais de hornblenda com arranjo radial. Ponto PMI – 25

Ocorrências de laterita estão relacionadas a horizontes com espessura variável e resultam da alteração intempérica das rochas metabásicas (FIGURA 17A e FIGURA 17B). Estas lateritas possuem fraturas, cavidades e feições botrioidais.

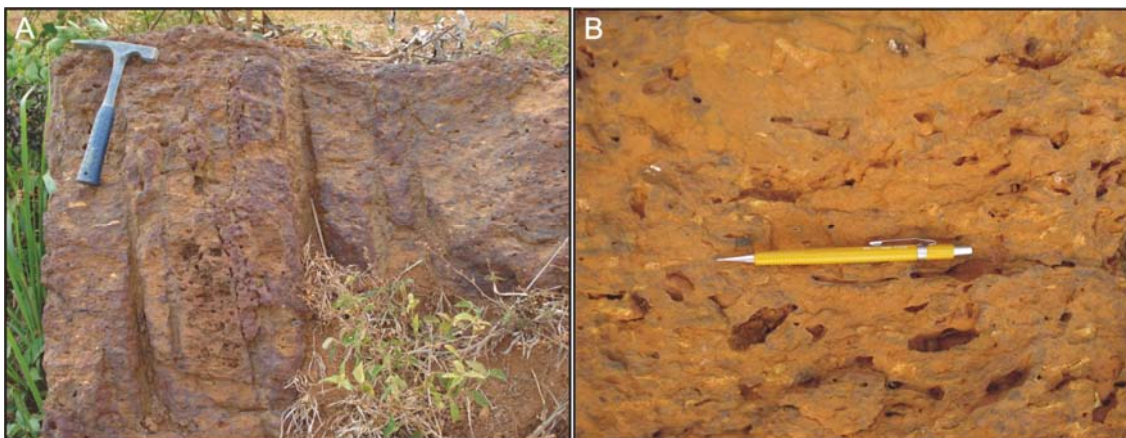


FIGURA 17 – (A) Bloco métrico de laterita; (B) Presença de cavidades achatadas. Ponto PMI-18

### 5.1.2 Granitoides foliados

Trabalhos anteriores mostram que os granitoides pertencem a diferentes unidades paleoproterozoicas: Granodiorito Oca, Monzogranito João Jorge, granodioritos Belo Monte e Babaquara, Granolito Bacajaí, Suíte Intrusiva Maloquinha (JOÃO; VALE; LOBATO, 1987, FARACO *et al.*, 2005, VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008).

Dentre os granitoides observou-se o predomínio de granodioritos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos. As principais estruturas observadas são acamamentos primários, foliações magmáticas, zonas protomiloníticas/miloníticas, zonas filoníticas, zonas cataclásticas, falhas e fraturas.

#### 5.1.2.1 Acamamento ígneo

O termo “acamamento” é utilizado de acordo com a definição de Barbey (2009) como sendo uma combinação, em qualquer escala, de camadas com diferentes composições ou texturas (quantidades variáveis de cristais). Na área de estudos, o acamamento primário é definido pela alternância rítmica de níveis com espessura variável de minerais máficos com níveis de quartzo e feldspatos. Em



alguns locais o acamamento também é evidenciado pela variação do tamanho dos cristais, com domínios de granulação fina à média e domínios de granulação média à grossa. Localmente, ocorrem veios pegmatíticos ou aplíticos subparalelos ao acamamento, ressaltando ainda mais esta alternância rítmica (FIGURA 18A e 18B e FIGURA 19A e 19B).

O acamamento ígneo tem mergulho subvertical ou subhorizontal. No primeiro caso, a orientação do acamamento varia de N70W a E-W. No segundo caso, geralmente ocorrem associadas dobras suaves e abertas de eixo subhorizontal com plano axial subvertical. O acamamento tende a estar orientado na direção N70W a N80W, porém, há locais em que esta superfície tem direção N85E.

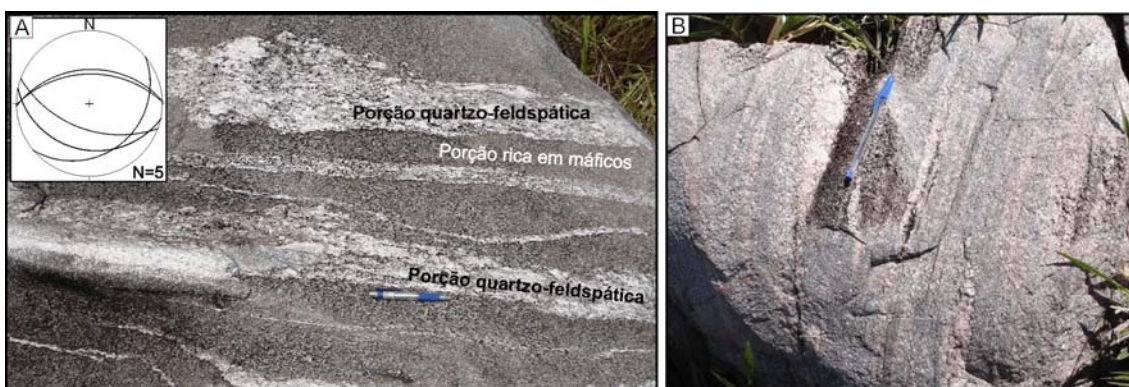


FIGURA 18 – (A) Monzogranito com acamamento primário marcado pela alternância de níveis ricos em minerais máficos e níveis quartzo-feldspáticos e diagrama com as principais direções do acamamento. Ponto PMI-23; (B) Granito com acamamento ígneo definido pela alternância de níveis ricos em máficos e níveis quartzo-feldspáticos

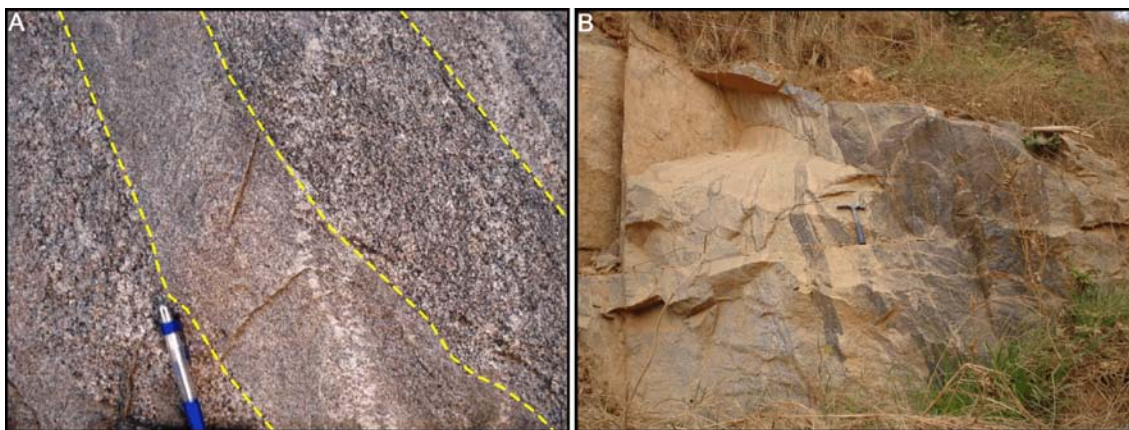


FIGURA 19 - (A) Granito com acamamento ígneo marcado pela intercalação de níveis com diferentes granulações. Ponto PMI-08; (B) Enclave diorítico em granito. Ponto PMI-19

### 5.1.2.2 Veios quartzo-feldspáticos

As rochas granitoides apresentam comumente veios quartzo-feldspáticos, deformados pela foliação magmática, também observada no granito hospedeiro. Nos veios tardios, a foliação é comumente menos intensa. Exemplos destas feições ocorrem na Suíte Intrusiva João Jorge, a sudoeste de Pacajá.

Foram reconhecidas ao menos três fases de colocação de veios quartzo-feldspáticos (FIGURA 20A e FIGURA 20B), muitos dos quais ocorrem deslocados por falhas destrais com direção N80E e por fraturas escalonadas sinistrais de direção N45E (FIGURA 21A e FIGURA 21B).

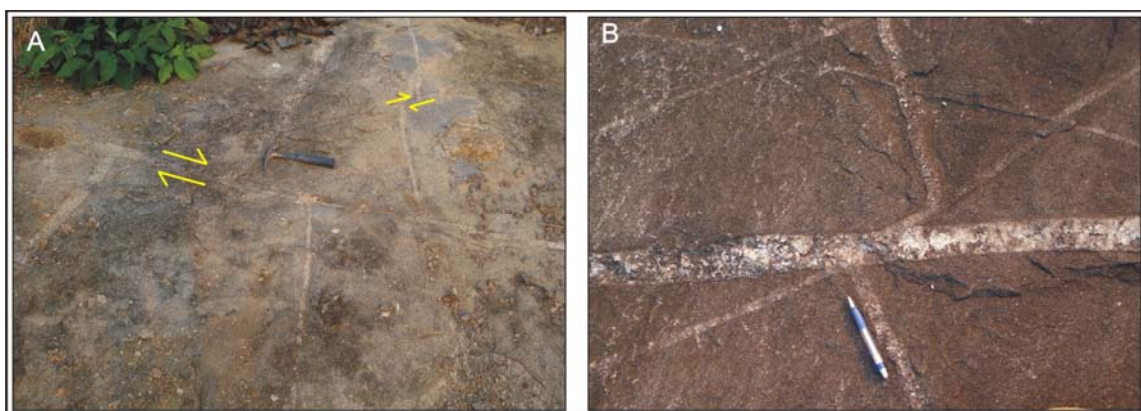


FIGURA 20 - (A) Granitoide com veios gerados em diferentes fases. Ponto PMI-07. (B) Detalhe da relação de contato dos veios em granitoide da Suíte Intrusiva João Jorge. Ponto PMI-07

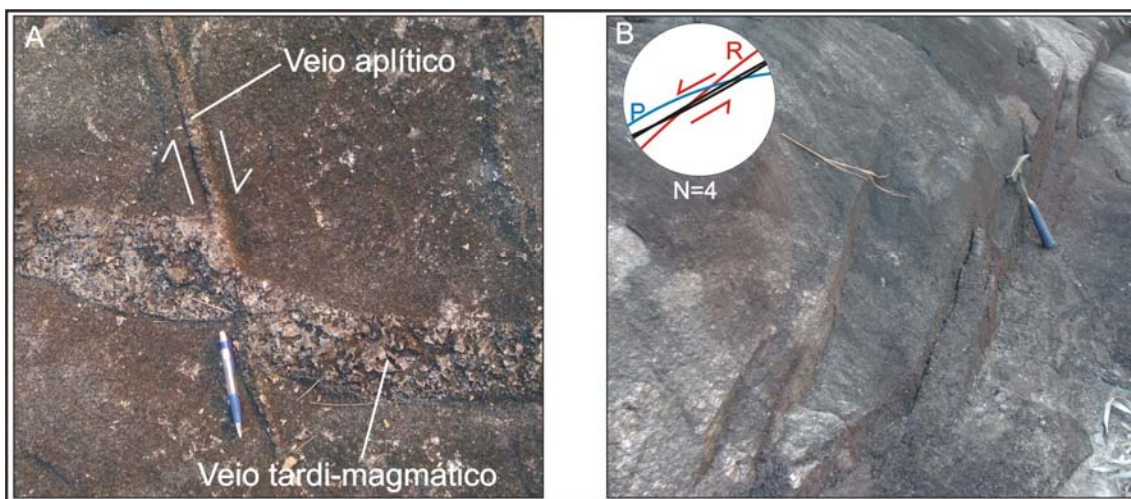


FIGURA 21 - (A) Veio quartzo-feldspático pegmatítico deslocado por veio aplítico com cinemática destal; (B) Fraturas escalonadas com indicação de movimentação sinistral e diagrama de planos. Ponto PMI-07



### 5.1.2.3 Foliação magmática de achatamento

A intensidade da foliação magmática de achatamento varia de fraca a moderada (FIGURA 22A). Esta foliação é definida pela orientação preferencial de minerais ferromagnesianos e de plagioclásio, pelo achatamento dos cristais de quartzo, ou ainda localmente, pela orientação de fenocristais subédricos de feldspato potássico (FIGURA 22B, FIGURA 23A e FIGURA 23B). Em geral a foliação magmática é subparalela ao acamamento primário subvertical. A orientação da foliação magmática de achatamento é N80W a N60W e, localmente, é anastomosada e contorna cristais achatados de quartzo.



FIGURA 22 - (A) Monzogranito com foliação incipiente (PMI-21). (B) Granitoide com textura porfírica marcada por fenocristais orientados de feldspato alcalino concordantes à foliação (PTZ03)

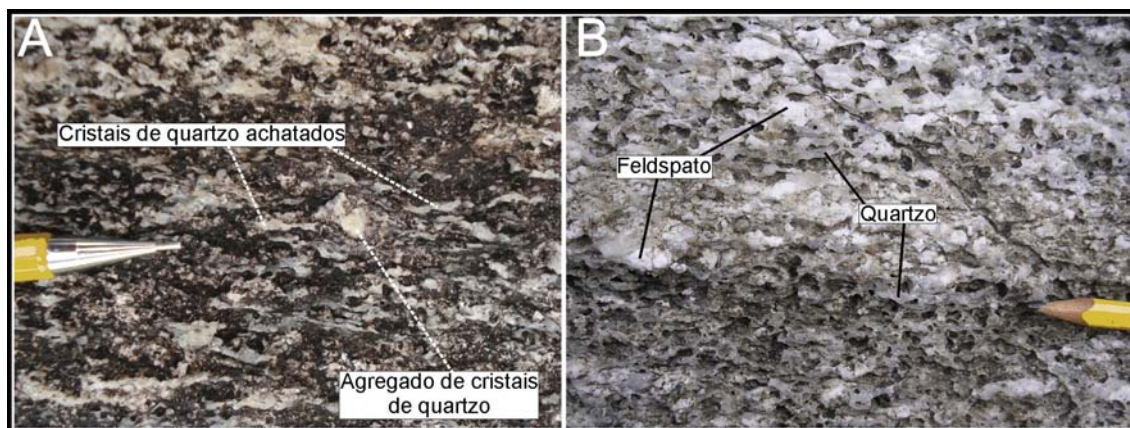


FIGURA 23 - (A) Granitoide foliado com cristais achatados de quartzo e agregados de quartzo. Ponto PMI-03. (B) Granitoide com foliação moderada evidenciada pelos cristais achatados e estirados de quartzo e pela orientação de feldspatos. Ponto PMI-20

Nas rochas com textura porfirítica há orientação preferencial de fenocristais euédricos e pouco deformados de feldspato potássico. Alguns fenocristais isolados ocorrem de maneira oblíqua, ou mesmo perpendicular à foliação (FIGURA 22B).

Devido à maior resistência do quartzo ao intemperismo, seus cristais achatados são ressaltados, exibindo melhor a foliação. Enclaves máficos orientados também definem a foliação (FIGURA 24A). Localmente, a foliação magmática sofre desvio na sua orientação devido à presença de xenólitos de anfibolito (FIGURA 24B).

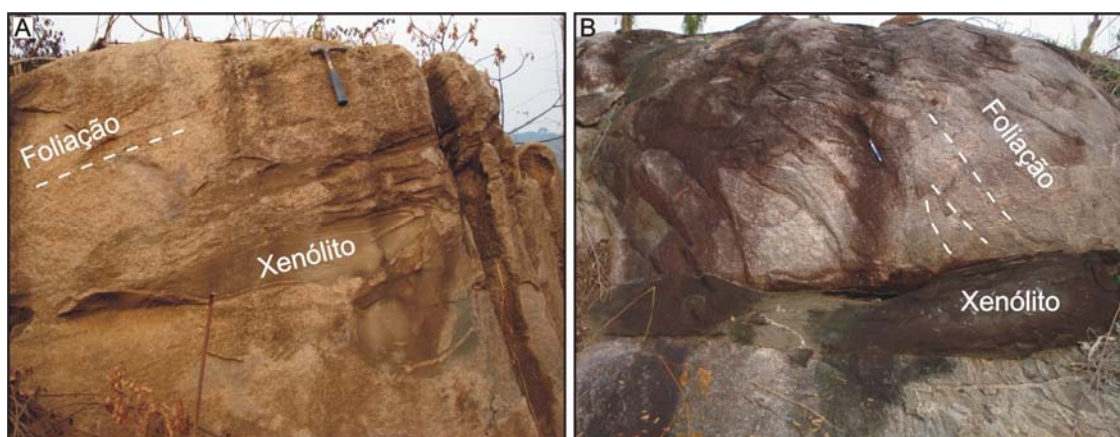


FIGURA 24 – (A) Afloramento de granitoide com enclaves máficos alongados paralelamente à foliação magmática subhorizontal (PMI-02). (B) Xenólito métrico em sienogranito. Notar que a foliação magmática é desviada próximo ao xenólito (PMI-07)

A análise petrográfica permite distinguir rochas com diferentes intensidades de foliação. Esta caracterização é importante, pois auxilia o estudo de anisotropias do embasamento.

#### 5.1.2.3.1 Foliação incipiente

Nos granitoides com foliação incipiente, os cristais de quartzo possuem granulação fina à média, são anédricos a subédricos e mostram orientação preferencial fraca a moderada (FIGURA 25). A deformação do quartzo é evidenciada por extinção ondulante forte, subgrãos e novos grãos. Os novos grãos podem ter contatos levemente retilíneos, serrilhados ou interdigitados. Quartzo ocorre também em intercrescimentos mirmequíticos.



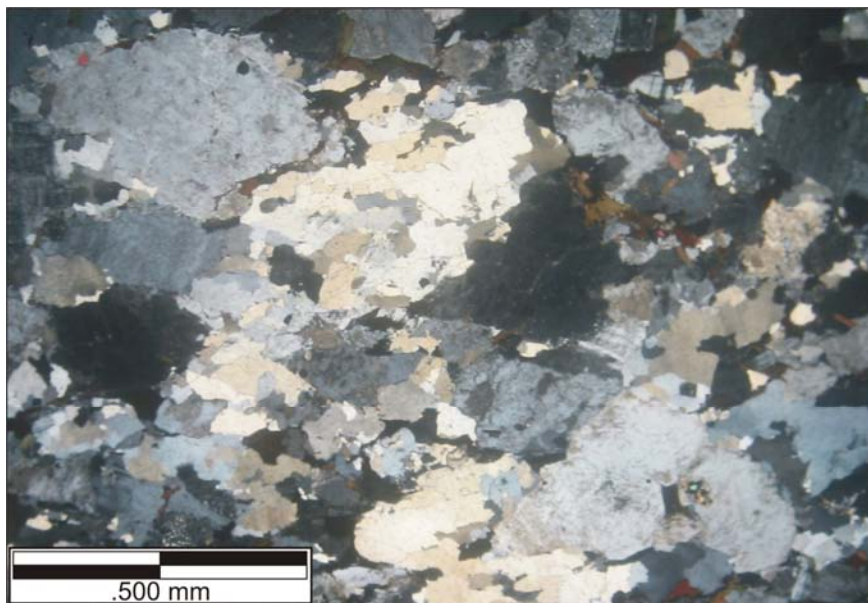


FIGURA 25 – Fotomicrografia (luz polarizada) de biotita monzogranito com foliação incipiente definida pela orientação fraca de cristais de quartzo. Notar a presença de extinção ondulante, subgrãos e novos grãos em cristais de quartzo. Ponto PTZ-08

Os cristais de feldspato alcalino são inequigranulares, finos à médios, localmente grossos, anédricos a subédricos, e mostram fraca orientação preferencial. Podem ter pertitas em chama de maneira pouco pronunciada. Mirmequitas ocorrem próximo aos contatos com cristais de plagioclásio. Existem raras inclusões de quartzo, plagioclásio e zircão. Os cristais de feldspato alcalino apresentam extinção ondulante moderada, fraturas, baixo grau de triclinicidade e grau incipiente de argilização. Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos à médios, localmente grossos, anédricos a subédricos, e podem apresentar orientação preferencial fraca a moderada. Os cristais de plagioclásio podem apresentar extinção ondulante, *kink bands*, fraturas discretas e, localmente, antipertitas. A alteração varia de incipiente a forte. Nestas últimas, a sericita mostra sobrecrecimento para muscovita (FIGURA 26A).

Os cristais de biotita são finos, inequigranulares, anédricos a subédricos, e possuem orientação preferencial incipiente à moderada. A biotita em geral forma agregados alongados paralelamente à foliação. Em algumas rochas, os cristais de biotita mostram sinais iniciais de corrosão com a formação de simplectitos. Os simplectitos se desenvolvem nas faces da biotita paralelas à foliação (FIGURA 26B). O produto desta transformação são cristais finos de opacos. Allanita, apatita, zircão e opacos tendem a ocorrer associados aos cristais de biotita. Localmente, pode

ocorrer recristalização da biotita formando níveis muito finos de novos grãos e os cristais maiores podem apresentar extinção ondulante forte. Cristais subédricos a euédricos de titanita se associam à biotita. A cloritização da biotita é localizada.

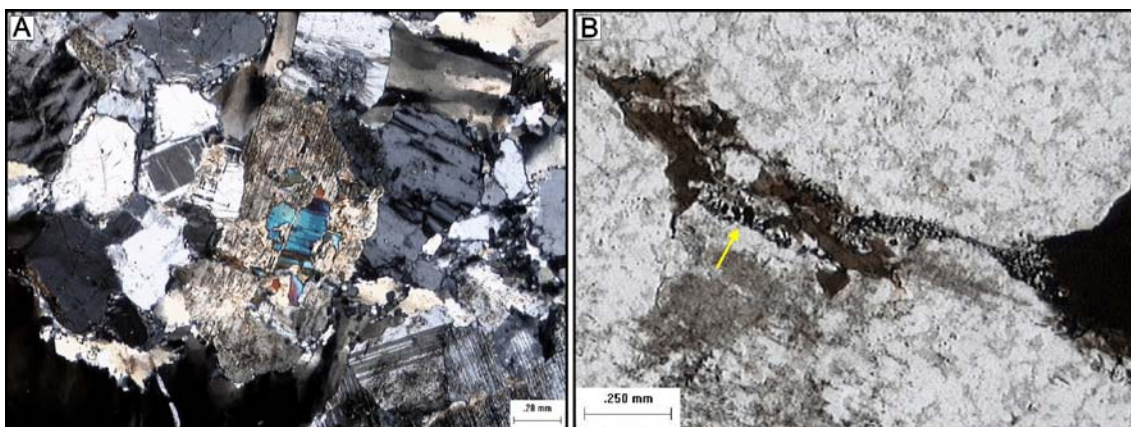


FIGURA 26 – (A) Granitoide com cristal de feldspato alterado, com sobrecrecimento de sericita para muscovita. (B) Simplectito em granito paleoproterozoico da Província Maroni-Itacaiúnas

#### 5.1.2.3.2 Foliação moderada

A assembléia mineralógica das rochas moderadamente foliadas é semelhante a das rochas com foliação incipiente, diferindo na intensidade da foliação. Os cristais de quartzo formam agregados de novos grãos finos. Os grãos são normalmente alongados e paralelos à foliação (FIGURA 27) ou de maneira levemente ondulada, contornando porfiroclastos de feldspatos. Os novos grãos podem ter contatos poligonizados ou serrilhados nas rochas mais fortemente deformadas. Em alguns cristais, é possível ver núcleos com subgrãos que passam lateralmente para novos grãos de granulação fina nas bordas, sugerindo rotação dos grãos.



FIGURA 27 – Fotomicrografia (luz polarizada) de biotita monzogranito com foliação moderada definida pela orientação de cristais de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Notar a presença de novos grãos com granulação fina nas bordas dos cristais, evidenciando o estágio protomilonítico. Ponto PTZ-01

Os cristais de feldspato alcalino são inequigranulares, finos, localmente, grossos, anédricos a subédricos e mostram orientação preferencial moderada. Podem ter feições iniciais de recristalização das bordas, onde há novos grãos muito finos. As pertitas em chama tornam-se mais numerosas e a triclinicidade é mais desenvolvida. Quartzo, plagioclásio, apatita, zircão e biotita ocorrem como inclusões e possuem forte extinção ondulante. Intercrescimento mirmequítico pode ser bem desenvolvido entre cristais de feldspato alcalino e plagioclásio. O grau de alteração é incipiente.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos a médios, anédricos a subédricos, e mostram orientação preferencial incipiente à moderada. Os minerais inclusos são biotita, apatita e quartzo. Localmente, cristais possuem antipertitas, extinção ondulante fraca e *kink bands*. A alteração varia de incipiente à moderada, e sericita poder mostrar sobrecrecimento para muscovita.

Os cristais de biotita são inequigranulares, finos, anédricos e, geralmente, ocorrem como agregados com orientação preferencial moderada, formando finos níveis descontínuos de aspecto levemente anastomosado. Allanita, opacos, apatita e zircão tendem a se associar com a biotita. Caudas de recristalização podem se

amoldar à foliação de modo anastomosado. Simplectitos podem ocorrer localmente e têm sua formação acompanhada pela geração de cristais de granulação fina de opacos e pela corrosão da biotita, principalmente, em faces paralelas à foliação. Extinção ondulante forte pode ser observada nos cristais maiores. Localmente, há *kink bands* bem desenvolvidos e feições do tipo *fish*.

Os cristais de anfibólio são anédricos, inequigranulares, finos a médios, e mostram orientação preferencial moderada a forte. Biotita, zircão, allanita e apatita se associam ao anfibólio. Fraturas discretas podem ser observadas neste mineral.

Em algumas rochas ocorrem cristais de epidoto de granulação fina, subédricos e inclusos em biotita.

#### 5.1.2.4 Protomilonitos

As zonas protomiloníticas possuem espessura decimétrica a métrica e ocorrem orientadas, predominantemente, na direção NW-SE com mergulhos elevados. Estas rochas possuem cor cinza-escura e granulação fina. Nas proximidades de Pacajá, em rochas da Suíte Intrusiva João Jorge (PMI-10), uma zona protomilonítica tem atitude N75W/75NE, concordante com a foliação regional.

As rochas protomiloníticas apresentam cristais de quartzo sob a forma de agregados de novos grãos e subgrãos (FIGURA 28). Estes agregados têm forte orientação preferencial e aspecto anastomosado, quando contornam porfiroclastos de feldspato alcalino. É marcante a passagem de subgrãos para domínios de novos grãos com limites serrilhados. Nos agregados achatados de quartzo ocorrem subgrãos orientados que definem uma foliação oblíqua. A granulação fina da matriz de quartzo e de outros minerais contrasta em tamanho com os porfiroclastos.





FIGURA 28 – Fotomicrografia (luz polarizada) de biotita granodiorito com foliação protomilonítica definida pela orientação de agregados de quartzo recristalizado que contornam porfiroclastos de plagioclásio e de feldspato alcalino levemente rotacionados. Ponto PMI-5B

Os cristais de feldspato alcalino são inequigranulares, finos a grossos, anédricos, subordinadamente, subédricos por vezes com formas amendoadas e com boa orientação preferencial. São abundantes bordas recristalizadas com novos grãos de granulação fina e pertitas em chama. A extinção ondulante varia de fraca a forte, podendo evoluir para subgrãos e microfalhas.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, de granulação fina à grossa, anédricos, subordinadamente, subédricos e possuem boa orientação preferencial. Extinção ondulante evolui para *kink bands*, e microfalhas podem estar preenchidas por quartzo e muscovita. A alteração é incipiente a moderada e a sericita pode mostrar sobrecrecimento para muscovita. O plagioclásio possui inclusões de quartzo e zircão.

A biotita, fortemente deformada, apresenta *kink bands*. Ocorrem níveis anastomosados, com recristalização nas bordas, formando níveis com variados graus de cloritização. Ocorrem feições do tipo *fish*. A fluorita pode ocorrer associada à biotita e, também, preenchendo fraturas em feldspato alcalino. Allanita, opacos, zircão, apatita são minerais acessórios presentes. A muscovita pode estar orientada ao longo da foliação. O epidoto é um mineral de alteração e ocorre agregado com a biotita e clorita.

#### 5.1.2.5 Milonitos

Os milonitos ocorrem em zonas com largura métrica a decamétrica. Em rochas do Complexo Bacajaí foi observado um granito ultramilonítico com cerca de 50 metros de largura formado por uma rocha afanítica, cinza-escura, com quantidades traços de cristais de granulação fina de feldspato e de quartzo. A foliação possui direção N45W, intensidade forte e é marcada pela orientação e estiramento de cristais (N5/125). A direção da foliação é semelhante à direção do contato com rochas Granodiorito Belo Monte, situado próximo ao afloramento descrito.

Nos milonitos, os cristais de quartzo são inequigranulares, muito finos, anédricos, com contatos irregulares. O quartzo forma a matriz da rocha em níveis orientados e anastomosado de espessura submilimétrica, contornando porfiroclastos de feldspato (FIGURA 29). Seus cristais têm extinção ondulante, subgrãos e neoblastos. A extinção ondulante possui muitas vezes mesma orientação dos níveis de quartzo.



FIGURA 29 – Fotomicrografia (luz polarizada) de granodiorito milonitizado com foliação anastomosada contornando porfiroclastos de microclina com microfalhas. Ponto PMI-12

Os cristais de microclina são inequigranulares, finos à grossos, anédricos. Possuem contatos irregulares e formas amendoadas, extinção ondulante forte,

subgrãos, pertitas e geminação pouco desenvolvida. Por vezes, há inclusões de quartzo e porções parcialmente albitizadas. Veios de epidoto deformam cristais de calcita, clorita e plagioclásio. A microclina está localmente fraturada e pode mostrar microfraturas e bordas parcialmente recristalizadas. Os novos grãos de granulação fina de microclina, juntamente com neoblastos de quartzo, formam a matriz.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos a grossos, anédricos e mostram contatos irregulares. Alguns cristais de plagioclásio são subarredondados e amendoados. A maioria deles possui grau moderado de saussuritização. Possuem recristalização parcial das bordas para novos grãos de granulação fina que resultam na textura manto-e-núcleo. Ocorrem, ainda, cristais de clorita, calcita, apatita, epidoto, serítica, allanita e minerais opacos.

#### 5.1.2.6 Filonitos

Ao longo da Rodovia Transamazônica, entre os municípios de Pacajá e Anapu, foi descrita uma zona de cisalhamento em granitos. De acordo com o mapa geológico de Vasquez e Rosa-Costa (2008), a zona está situada no Ortognaisse Pacajá, próximo ao contato com rochas da Suíte Intrusiva João Jorge.

Esta zona de cisalhamento, com cerca de 150 metros de espessura, tem direção N80E. É marcante a presença de rochas foliadas ricas em filossilicatos, o que permite classificá-las como filonitos. Na porção central da mesma há macrólitons de filonitos com comprimento métrico, envolvidos por veios de quartzo e de calcita com 0,5 a 1 metro de espessura. O filonito é formado em grande parte por sericita e encontra-se localmente brechado. Os veios estão, localmente, dobrados e possuem orientação geral para NE-SW com mergulhos variados (FIGURA 30A). Também ocorrem fraturas orientadas em diferentes graus para NE e falhas pertencentes a um sistema transcorrente destal de direção N80E e mergulho sub-vertical (FIGURA 30B).

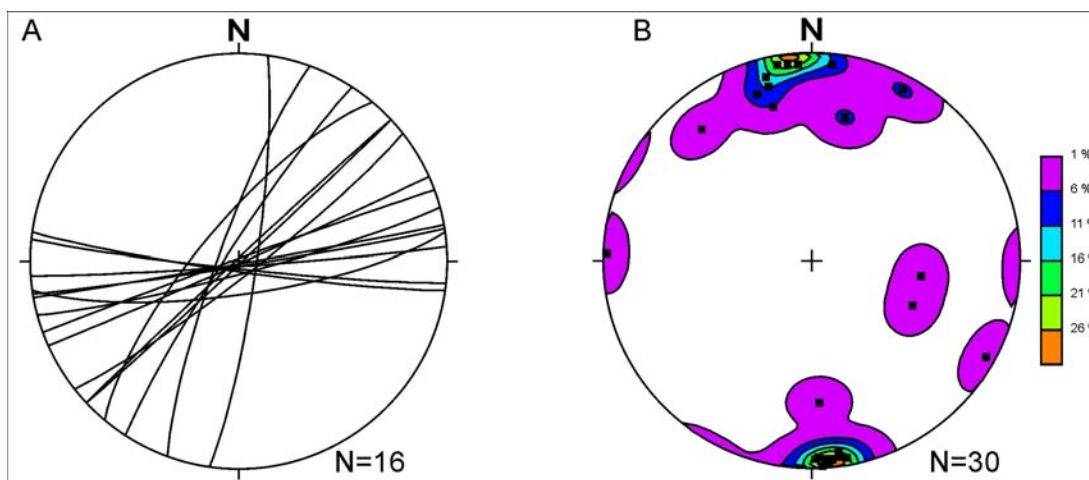


FIGURA 30. (A) Veios de quartzo em filonito, orientados principalmente para NE-SW. (B) Projeção polar de fraturas e falhas descritas em filonito

Na porção central do filonito foram caracterizadas três famílias principais de falhas que, devido ao seu padrão de repetição e a relação angular dos planos de falhas, sugerem processos de movimentação transcorrente dextral na direção N82E com componente oblíqua (FIGURA 31) nas direções NE-SW e ENE-WSW.

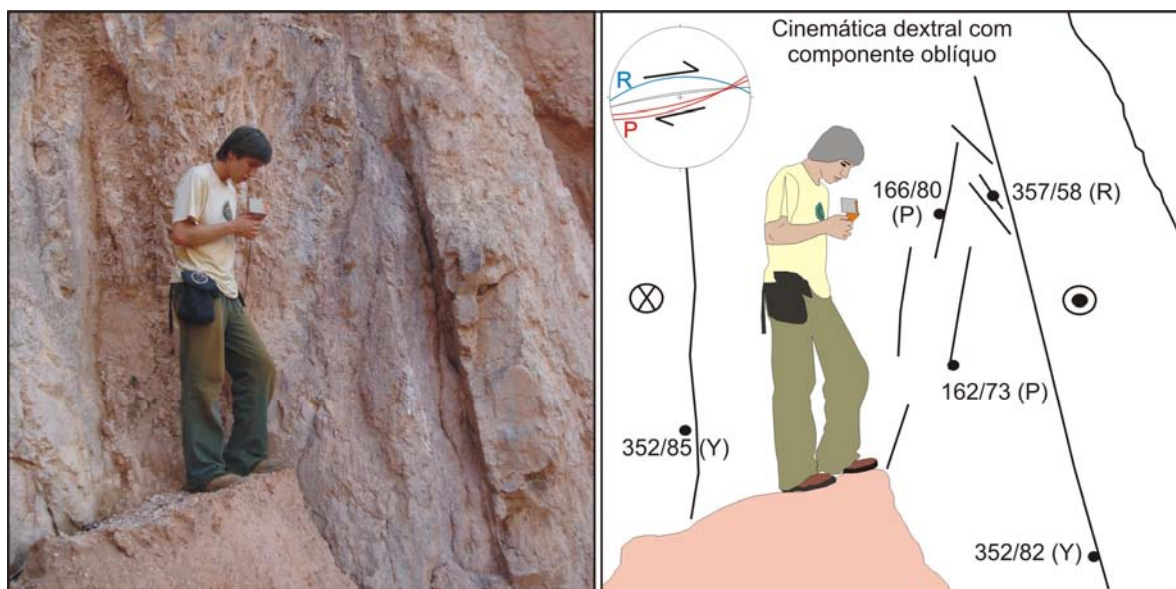


FIGURA 31 - Zona de cisalhamento de direção N80E com filonitos cortados por falhas oblíquas dextrais. Ponto PMI-11

#### 5.1.2.7 Cataclasitos

De modo localizado, os granitoides foliados são afetados por zonas cataclásticas de espessura decimétrica a métrica com direção N60W e mergulhos



subverticais. Nestes casos, a intensa deformação reduziu o tamanho dos grãos da rocha, a qual é acompanhada de mudança da cor da rocha, para um tom cinza-escuro.

Ao sudeste de Brasil Novo há zonas cataclásticas de direção E-W em domínios de granitoides de granulação média e com fenocristais de feldspato alcalino (FIGURA 32). No centro da zona cataclástica, cuja largura tem 1 metro, ocorrem ultracataclasitos de cor cinza escura e granulação fina. Estes tectonitos possuem veios de quartzo com até três centímetros de espessura, sendo concordantes ou não com a foliação cataclástica.

Ao microscópio, as rochas das zonas de cisalhamento rúpteis se distinguem pela presença de cristais de quartzo anédricos, inequigranulares, de granulação fina e com forte extinção ondulante, lamelas de deformação e subgrãos. À medida que se aproxima da zona de deformação, estas feições tornam-se mais desenvolvidas. Em função da variação no tamanho dos cristais da matriz, considera-se que a cominuição foi o processo mais importante. Finos veios de quartzo podem preencher fraturas em outros minerais. Alguns planos de falha são preenchidos por epidoto.

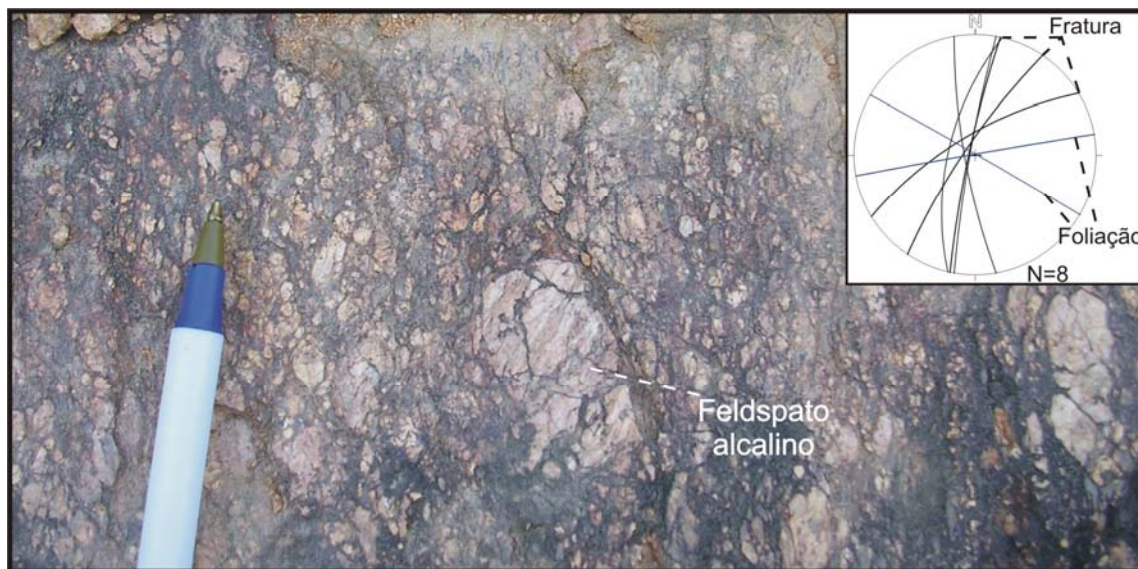


FIGURA 32 - Cataclasito com fenocristais deformados de feldspato alcalino em uma matriz formada por cristais de quartzo e plagioclásio cominuídos. Foliação cataclástica orientada na direção E-W e fraturas na direção NE-SW. Ponto PTZ-04

Os cristais de feldspato alcalino são inequigranulares, de granulação média a grossa, anédricos a subédricos. Este mineral apresenta pertitas bem desenvolvidas, extinção ondulante forte, assim como microfraturas e microfalhas.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, finos a grossos e possuem maclas levemente curvadas nas zonas mais deformadas, microfalhas e extinção ondulante. Nas zonas de deformação intensa, os cristais são irregulares e de tamanhos variados, constituindo a matriz cataclástica. Nos domínios de deformação intensa epidoto e minerais opacos são comuns. Embora cloritização seja marcante, anfibólio reliquiar mostra localmente bordas alteradas para epidoto e opacos finos. Por vezes há completa substituição do anfibólio por pseudomorfos de clorita.

Nas proximidades da zona de cisalhamento, os cristais de feldspato encontram-se mais fraturados e falhados, e podem apresentar veios de epidoto. Na zona de deformação mais penetrativa (FIGURA 33A e FIGURA 33B), a matriz possui cristais de microclina com tamanhos e formas variadas e feições nos cristais maiores há deformação de maclas.

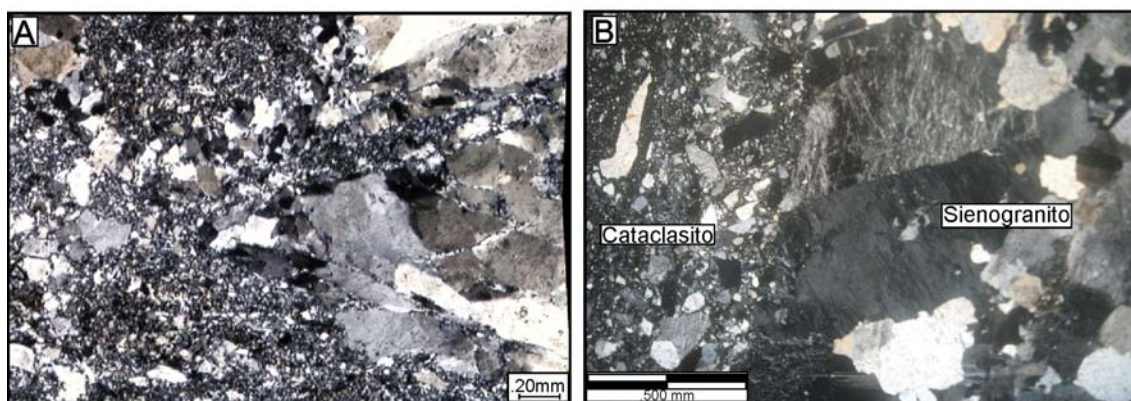


FIGURA 33 – (A) Fotomicrografia (luz polarizada) de granito cataclástica com cristais deformados de quartzo em meio a matriz fina. (B) Fotomicrografia (luz polarizada) de sienogranito afetado por zona cataclástica. O nível fino é rico em epidoto, quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Ponto PTZ-24

#### 5.1.2.8 Falhas

As falhas que afetam as rochas granitoides têm dimensões decimétricas a quilométricas e desenvolvem estrias, *steps* (FIGURA 34), fraturas escalonadas, estruturas sigmoidais, dobras e veios deslocados. Tais estruturas são úteis para a obtenção de dados cinemáticos em planos de falhas. Falhas e sistemas de fraturas

foram encontrados na maioria dos granitoides foliados, com penetratividade e padrões variados.

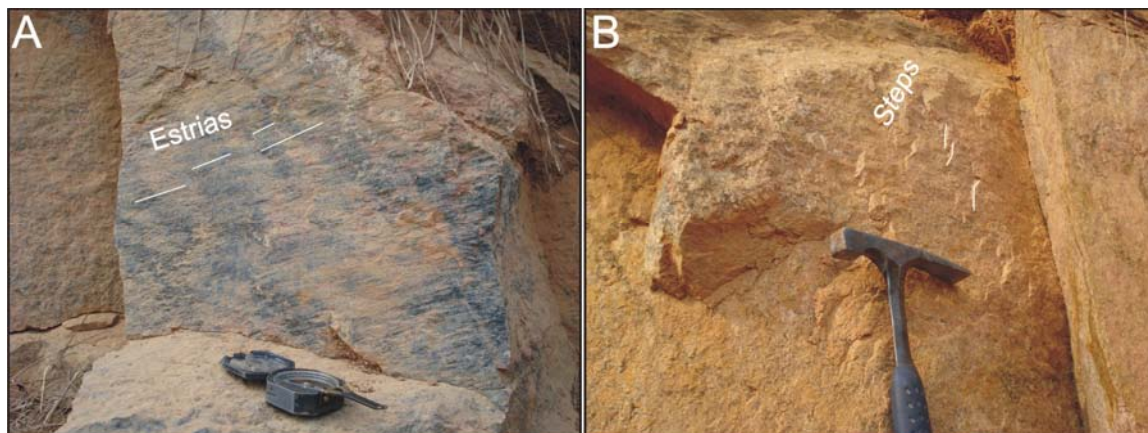


FIGURA 34 - (A) Plano de falha em álcali-feldspato granito milonitizado com estrias bem evidentes. (B) Plano de falha com estrias e *steps* em granitoide indicando movimentação dextral. Ponto PMI-19

Nas proximidades do município de Anapu foram observadas falhas com estrias e *steps* indicativos de movimentos transcorrentes. Em muitas situações, a relação angular entre as principais direções de fraturas e os indicadores cinemáticos observados, mostram correspondência com as fraturas Y, R e R' do modelo de Riedel.

Em algumas falhas de atitude N42E/65NW houve neoformação de muscovita. Como será discutido posteriormente, foi realizada a datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  deste mineral do plano de falha (FIGURA 35).



FIGURA 35 - Cristais de muscovita em plano de falha em granitoide do Complexo Bacajá. PMI-19



#### 5.1.2.9 Fraturas

Especial atenção foi dada à geometria, espaçamento, abertura e preenchimento das fraturas. As famílias de fraturas possuem espaçamento variando, de 2 centímetros até 1 metro (FIGURA 36), geometria sigmoidal e podem representar locais onde houve a concentração da deformação.

As variações nos espaçamentos das fraturas podem ser observadas em diferentes escalas, sendo que, em alguns casos, a distribuição pode estar relacionada a diferenças reológicas. Na FIGURA 37A se observam numerosas fraturas em aplito. A FIGURA 37B mostra um afloramento com fraturas em direções variadas.



FIGURA 36 – Variação local no espaçamento de fraturas anastomosadas em sienogranito (PMI-07)



FIGURA 37 - Variações observadas no espaçamento das fraturas. (A) Granito com dique de aplito. Notar maior concentração de fraturas no aplito. Ponto PMI-07. (B) Granito cortado por fraturas de diferentes direções. Ponto PMI-10

Os granitoides são comumente formados por oligoclásio, feldspato alcalino, anfibólio (hornblenda), biotita e, secundariamente, titanita, epidoto, carbonatos, clorita, allanita, apatita, zircão e opacos. A Suíte Intrusiva João Jorge (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) é formada por sienogranitos e monzogranitos com quartzo, oligoclásio, feldspato alcalino, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios têm-se zircão, allanita, apatita e opacos e de alteração têm-se carbonatos, epidoto, clorita e sericita. A análise modal de nove amostras mostra, de acordo com a proposta de Lameyre e Bowden (1982) dos campos de distribuição das séries granitoides, a tendência cálcio-alcalina dos plútons (FIGURA 38).

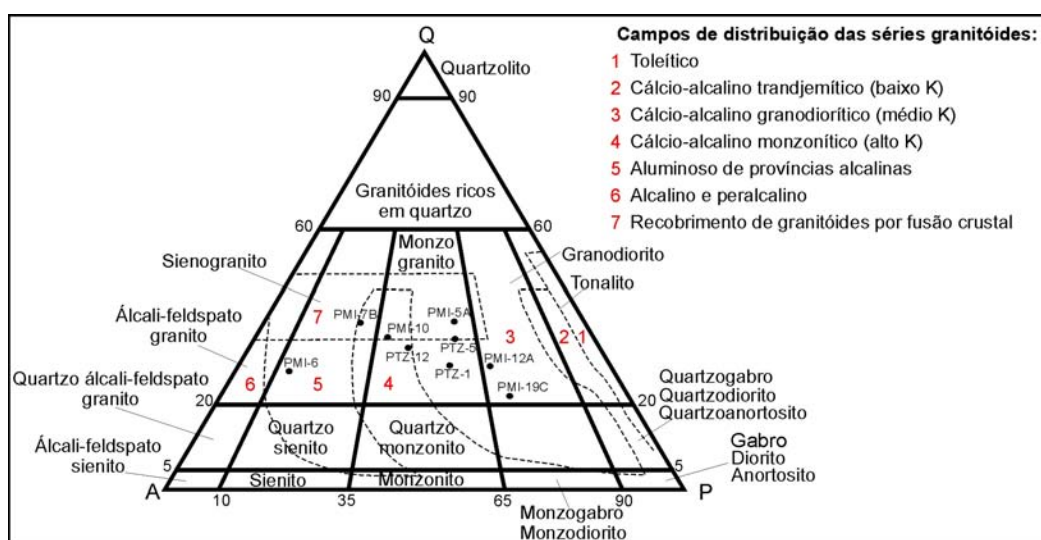


FIGURA 38 – Diagrama QAP mostrando a tendência cálcio-alcalina observada na análise modal de nove amostras da Província Maroni-Itacaiúnas e os campos de distribuição das séries granitoides. Classificação de Le Maitre (2004) e séries de Lameyre e Bowden (1982)

### 5.1.2 DISCUSSÕES

Os granitoides possuem registros de deformação de baixa e alta temperatura. Entre as feições típicas de deformações em baixa temperatura tem-se extinção ondulante (FIGURA 39A e FIGURA 39B), subgrãos, grãos neoformados em cristais de quartzo, feições do tipo *bulg* (FIGURA 39C e FIGURA 39D), microfraturas (FIGURA 39E e FIGURA 39F) e porfiroclastos (FIGURA 39G e FIGURA 39H). Migração do limite de grão em feldspatos, pertitas, maclamento xadrez melhor desenvolvido (maior triclinicidade), *kink bands* e achatamento de cristais são feições que correspondem a processos ocorridos em temperaturas superiores a 450°C. O achatamento do quartzo e o bandamento composicional devem ter sido formados em níveis crustal médio, enquanto as fraturas, principalmente, em nível superior.

Uma característica importante é a presença de epidoto subédrico a euédrico, muitas vezes ocorrendo sob a forma de inclusões. Tanto a variação litológica, quanto o conteúdo mineralógico são indicadores do tipo de associação magmática e podem sugerir o tipo de ambiente geotectônico (LAMEYRE; BOWDEN, 1982, PITCHER, 1979).

Outra feição importante para o entendimento da evolução regional é a presença de cristais de muscovita formados a partir do sobrecrecimento de sericita. Os cristais de sericita formam-se inicialmente de maneira localizada pela saussuritização de cristais de plagioclásio. Quando ocorre a transmissão de calor de maneira mais intensa (intrusão de plútons graníticos ou veios) ocorre o desenvolvimento de cristais maiores.



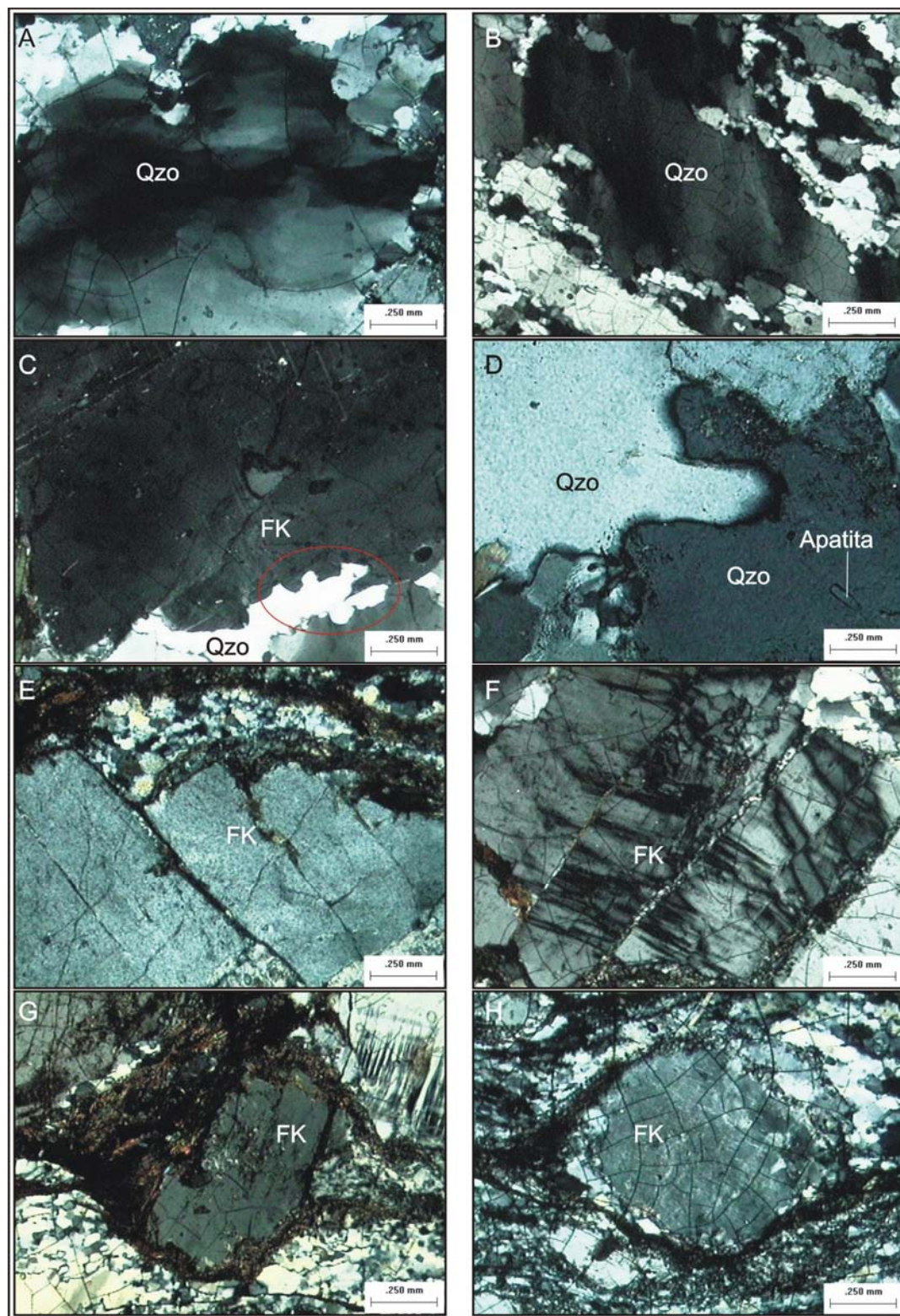


FIGURA 39 - Fotomicrografias (luz polarizada) de feições deformacionais. (A e B) Extinção ondulante em cristais de quartzo. (C e D) Feições indicativas de migração de limites de grão. (E, F) Microfraturas em feldspatos. (G e H) Porfiroclastos de microclínio. Legenda: feldspato alcalino (FK) e quartzo (Qzo). Unidades: suítes intrusivas João Jorge, Arapari, Complexo Bacajá e Ortognaisse Pacajá. (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

## 5.2 BACIA DO AMAZONAS

O mapa geológico proposto por Vasquez e Rosa-Costa (2008) mostra que a Bacia do Amazonas é representada, na área de estudos, pelas formações Manacapuru, Maecuru, Ererê, Curiri, Alter do Chão e pelo Diabásio Penatecaua.

Foram descritos 36 afloramentos em rochas do flanco sul da Bacia do Amazonas, sendo que as principais estruturas tectônicas de suas rochas são falhas e fraturas. As direções principais destas estruturas, determinadas a partir de 515 medidas, são N50-60W e N10-20E. A intensidade das fraturas é variável e, localmente, a sua disposição geométrica sugere padrão conjugado (FIGURA 40). Em rochas da Bacia do Amazonas também há sigmóides e falhas. Os planos de falhas geralmente têm mergulhos subverticais e formas sigmoidais. A geometria e a relação angular entre falhas e fraturas em argilitos e arenitos finos da Formação Manacapuru indicam o predomínio de movimentos transcorrentes. Em uma zona de falha em arenitos e argilitos com direção N52E e mergulho vertical, as formas sigmoidais indicam transcorrência destal (FIGURA 41).

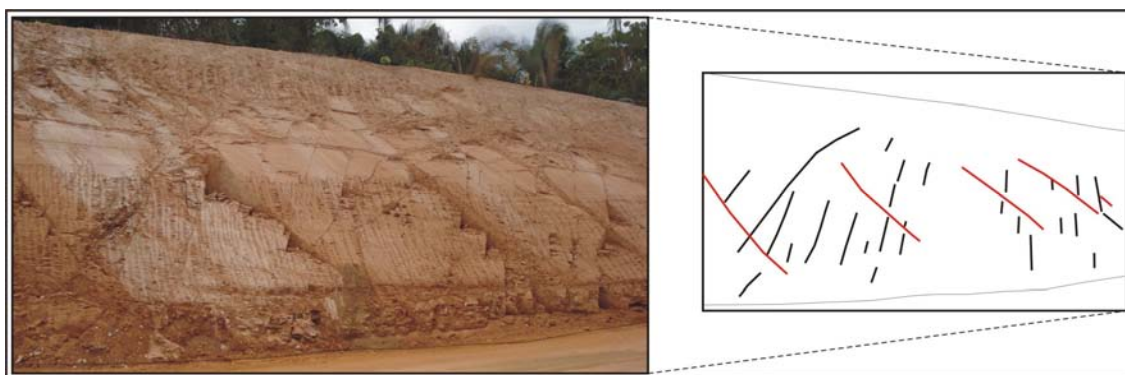


FIGURA 40 - Fraturas com padrão conjugado em siltitos arenosos da Formação Curiri (PMI-53)



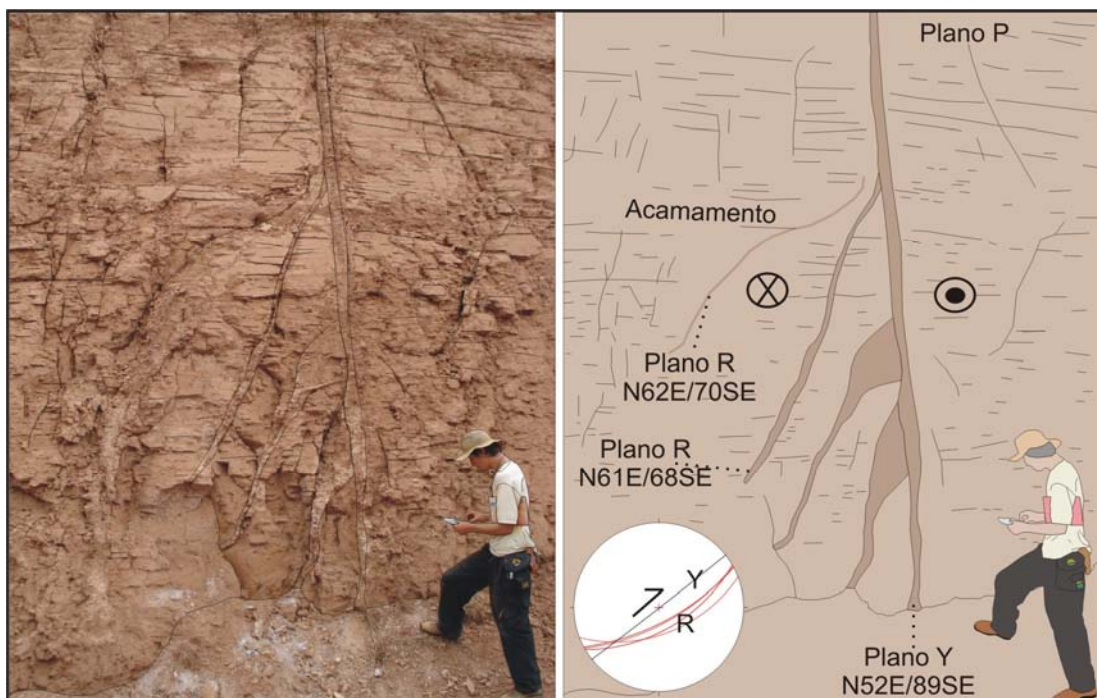


FIGURA 41 - Zona de falha com planos (fraturas Y e R) correlacionados ao modelo de Riedel e com indicação de cinemática dextral em argilitos e arenitos (PMI-33)

Com base na direção das estruturas (Y e R) e a direção de movimento indicada por estrias e *steps*, nota-se a correspondência entre as feições descritas em rochas do embasamento e da Bacia do Amazonas (FIGURA 42). Por exemplo, rochas granitoides e da Formação Ererê mostram transcorrências destrais de direção NE-SW.

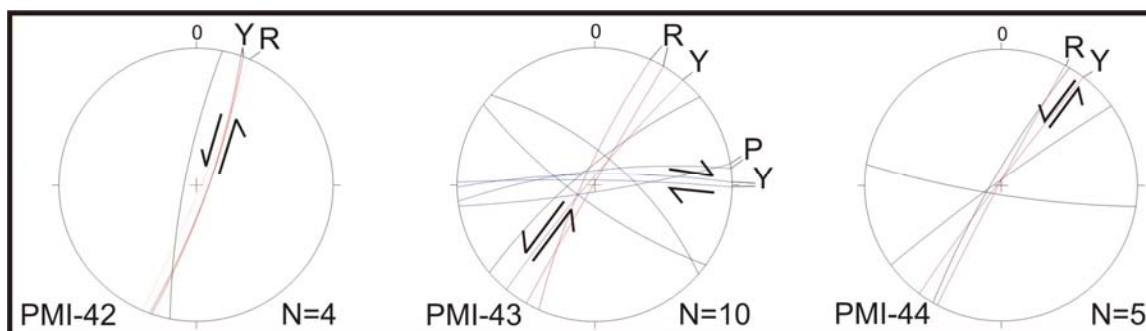


FIGURA 42 – Estereogramas com representação das estruturas rúpteis observadas no embasamento (PMI-42) e na Bacia do Amazonas (PMI-43 e PMI-44)

São observadas subordinadamente falhas normais e inversas e, localmente dobras abertas com padrão em *kink*, semelhantes àsquelas esperadas em cavalgamentos (FIGURA 43). As falhas normais de direção NW-SE foram

observadas em rochas da Formação Ererê e em diamictitos e argilitos da Formação Curiri, e em diabásios da Formação Penatecaua. Falhas inversas com atitudes N28E/20NW, N66W/70SW e N40W/86SW ocorrem em diabásio (FIGURA 44). Também foram descritas falhas normais, localmente, com padrão em “dominó”.

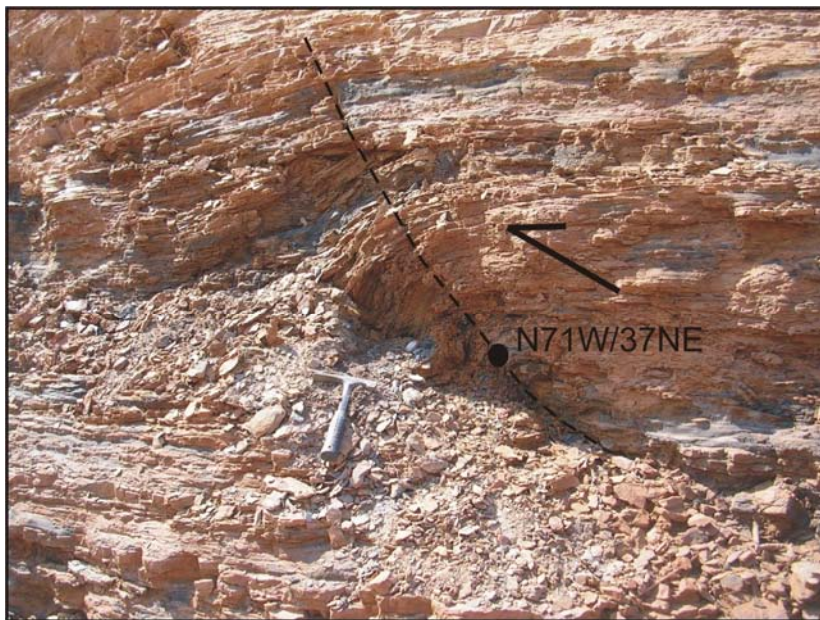


FIGURA 43 - Dobra em rochas da Formação Ererê. Ponto PMI-45

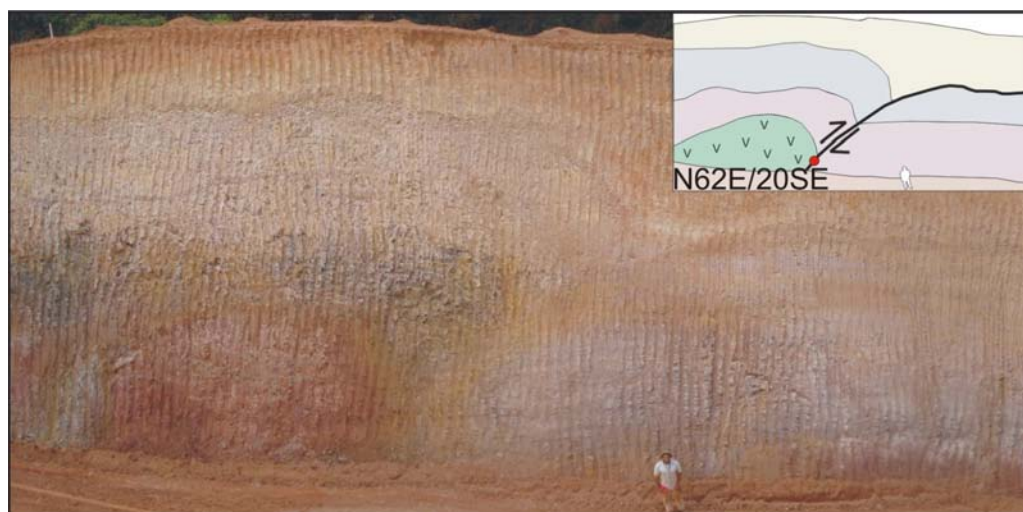


FIGURA 44 - Falha inversa observada em rochas da Bacia do Amazonas e no Diabásio Penatecaua. Ponto PMI-52

Estruturas rúpteis das rochas da Bacia do Amazonas são representadas falhas transcorrentes, inversas e normais (FIGURA 45).

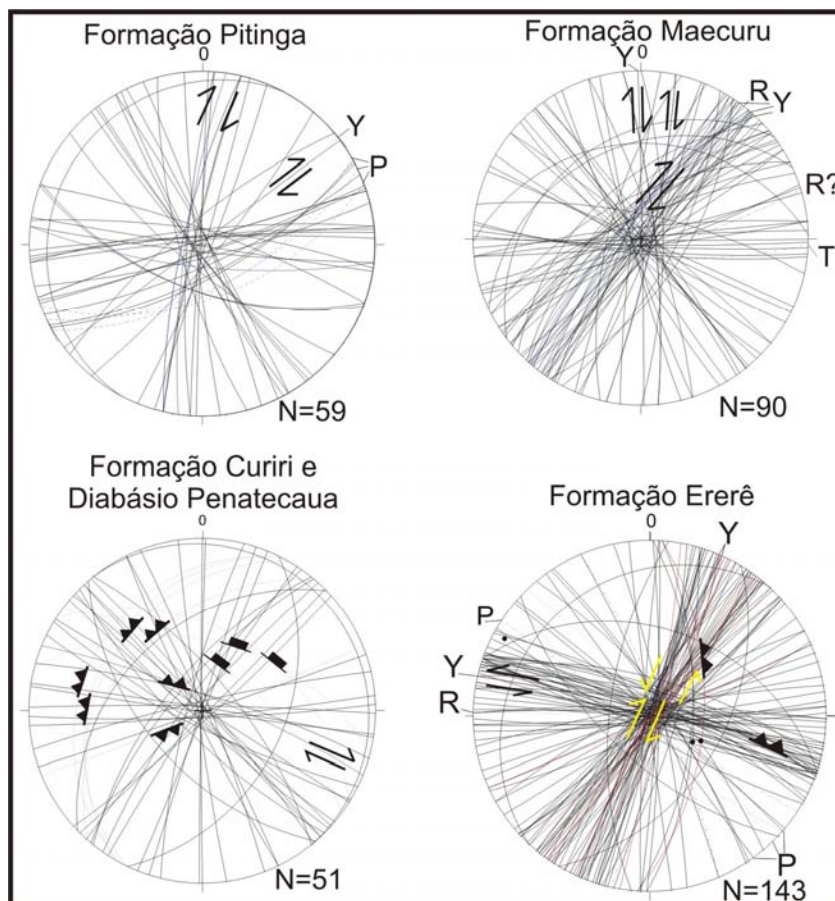


FIGURA 45 – Registro deformacional das unidades da Bacia do Amazonas na área de estudo

### 5.3 DISCUSSÕES

De acordo com o exposto é possível observar uma expressiva variedade de estruturas, tanto no embasamento como na Bacia do Amazonas, resultantes de diferentes fases de deformação.

As estruturas dos granitoides teriam sido geradas em altas temperaturas, durante a colocação de plútons graníticos. Dentre estas estruturas, podem ser mencionados: plútons com formas alongadas concordantes às estruturas regionais (PATERSON; VERNON; FOWLER, 1991); paralelismo do acamamento e orientações preferenciais sinmagmáticos; orientação preferencial de quartzo pouco deformado (PATERSON; VERNON; TOBISH, 1989); orientação preferencial de fenocristais euédricos junto a fenocristais aleatórios (MILLER; PATERSON, 1994); presença de simplectitos; coexistência de veios aplíticos/pegmatíticos precoces mais

deformados com veios tardios menos deformados (GOWER, 1993); foliação do granito contornando xenólitos (PATERSON; VERNON; TOBISH, 1989).

O conjunto de estruturas descritas neste trabalho aponta uma origem contemporânea com a consolidação e colocação dos magmas. Este caráter sintectônico dos granitóides paleoproterozóicos da Província Maroni-Itacaiúnas confirma as observações de vários autores (LIMA *et al.*, 2005, VASQUEZ; MACAMBIRA; GALARZA, 2005, BARROS *et al.*, 2007).

O significado petrológico do epidoto primário, também presente em séries magmáticas cálcio-alcálicas, é atribuída a magmas de grande profundidade (zonas de subducção) e à sua rápida ascensão (GUIMARÃES *et al.*, 2004, SIAL *et al.*, 2008).

Rochas da Bacia do Amazonas possuem as falhas como feições estruturais mais marcantes. O registro rúptil é marcado por falhas transcorrentes e, secundariamente, por falhas normais e inversas, muitas vezes associadas a intrusões de diabásio. Algumas direções de falhas ocorrem tanto no embasamento como na Bacia do Amazonas. Tal fato pode indicar duas evoluções distintas: (1) reativação de anisotropias preexistentes do embasamento durante uma deformação fanerozóica que deformou ambos domínios; (2) uma deformação fanerozóica responsável pela deformação das rochas da bacia e seu embasamento. Com o objetivo de validar uma das duas evoluções foi realizada a análise de paleotensores.



## 6 ESTUDO DE PALEOTENSORES E FASES DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL

A diferenciação das fases rúpteis de deformação foi baseada também nas posições de paleotensores, obtidas a partir de relações angulares entre planos de falha. Foram analisadas falhas transcorrentes e, secundariamente, falhas inversas e normais, identificadas tanto no embasamento como na Bacia do Amazonas. A FIGURA 46 mostra a localização dos afloramentos em que foram obtidos dados planares e lineares usados para a caracterização dos paleotensores. Também são mostradas feições estruturais importantes na região como o acamamento ígneo, zonas miloníticas e filoníticas.

O estudo de paleotensores foi realizado com base em dados de estrias de atrito em falha, buscando-se diferenciar as fases deformacionais por meio das posições preferenciais dos tensores sigma 1, sigma 2 e sigma 3. Das 27 falhas analisadas, 21 contêm atitudes de estrias medidas e 6 estrias foram inferidas a partir da relação de planos de falhas medidos em campo, pelo método de De Freitas, Rostirolla e De Freitas (2005) e Santos (2010) (TABELA 1).

Na FIGURA 47 são mostradas as posições dos tensores sigma 1, sigma 2 e sigma 3 das 27 falhas analisadas em rochas da Bacia do Amazonas e de seu embasamento.

Entende-se que a variação de posição dos três tensores pode refletir a atuação de diferentes fases de deformação, ou ainda fases de reativação de estruturas preexistentes. Dessa maneira, um dos critérios considerados na diferenciação das fases de deformação é a posição dos tensores, ao passo que o estabelecimento da cronologia destas feições baseou-se, quando possível, nas relações de corte entre as estruturas rúpteis.



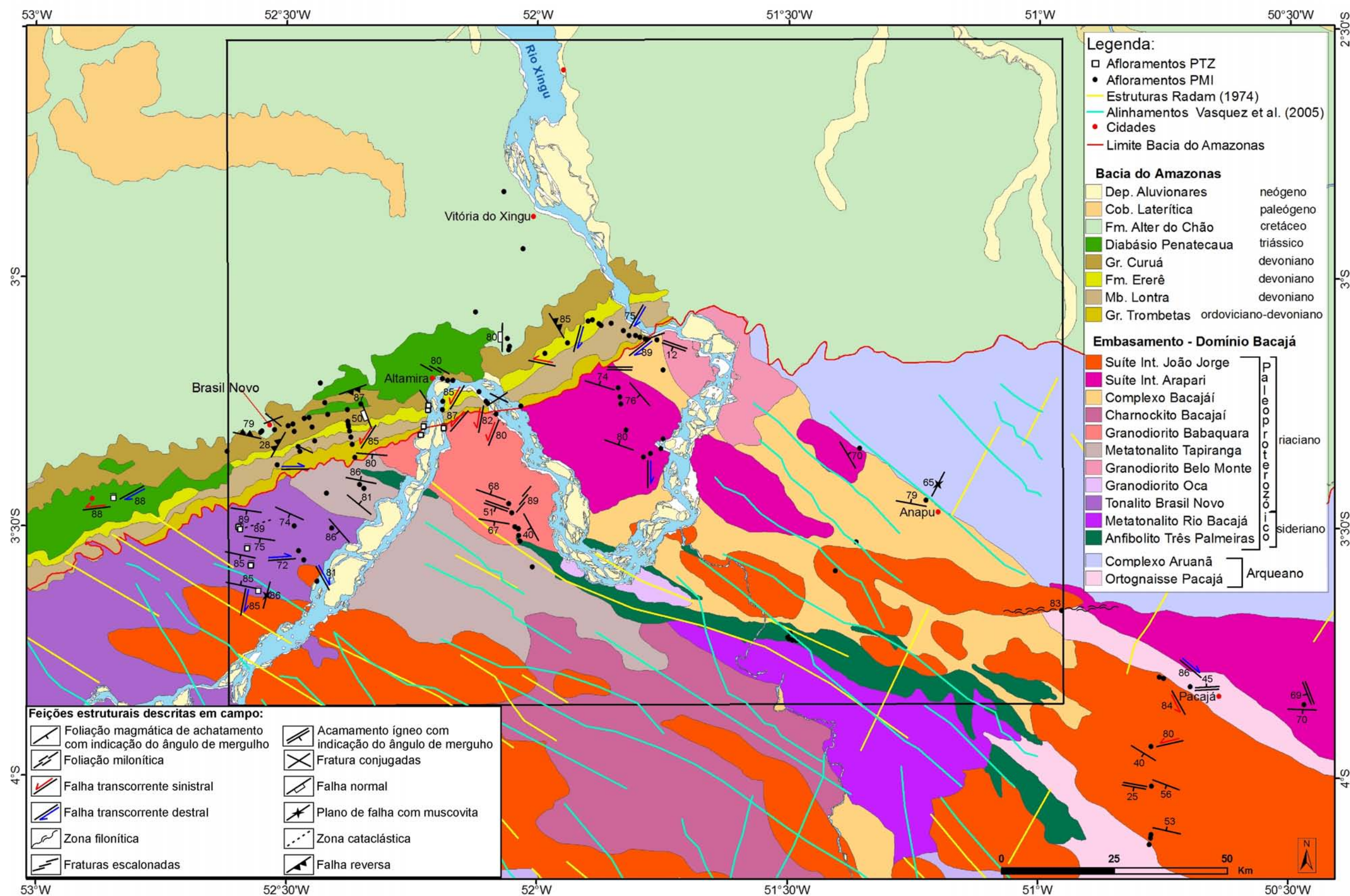


TABELA 1 – Dados estruturais utilizados na caracterização de diferentes fases de deformação. Nas linhas sombreadas estão os dados de estrias inferidos a partir de planos de falha medidos em campo

Ponto	Plano	Estria	Cinemática	Sigma 1	Sigma 2	Sigma 3
07	N62E/86SE	233/62	Sinistral	187/46	64/27	316/30
08	N34W/83NE	329/25	Sinistral	295/25	131/63	28/6
08	N34W/84NE	327/9	Sinistral	296/10	112/79	206/0
10	N30W/88SE	330/2	Destral	0/2	195/87	90/0
11	N87E/58NW	335/55	Destral	345/25	80/10	190/61
19	N30W/81NE	146/25	Sinistral	115/16	348/63	211/20
19	N27W/67NE	142/25	Sinistral	114/9	10/54	211/33
19	N28W/70NE	148/25	Sinistral	119/12	8/58	215/28
19	N29W/70NE	146/22	Sinistral	117/9	10/60	212/27
19	N28W/84NE	152/24	Sinistral	120/17	345/65	215/16
19	N31W/60NE	136/21	Sinistral	110/3	16/51	203/37
19	N58W/60NE	303/3	Sinistral	276/17	38/59	178/23
19	N9W/65NE	155/30	Sinistral	128/12	23/48	228/38
19	N27W/66NE	143/21	Destral	174/30	16/57	270/10
19	N38E/86NW	220/25	Sinistral	187/23	29/64	280/08
19	N33E/87SE	33/3	Sinistral	2/4	168/85	272/1
19	N23W/63NE	145/22	Destral	176/33	21/53	274/1
33	N52E/89SE	52/78	Dextral	122/57	231/11	328/29
42	N23E/86SE	194/63	Sinistral	147/47	25/26	277/30
43	N24E/80NW	20/16	Sinistral	350/8	234/70	82/17
44	N28E/88NW	209/6	Sinistral	178/6	9/83	268/1
48	N4E/56SE	117/54	Inversa	106/24	11/10	259/62
48	N1E/62SE	122/58	Inversa	106/29	8/13	256/56
48	N1E/62SE	117/54	Inversa	104/25	8/13	253/60
52	N28E/25NW	295/20	Inversa	115/9	25/0	289/79
52	N26E/25NW	300/25	Inversa	119/4	209/1	316/84
52	N41E/36NW	304/36	Inversa	306/6	36/3	155/83



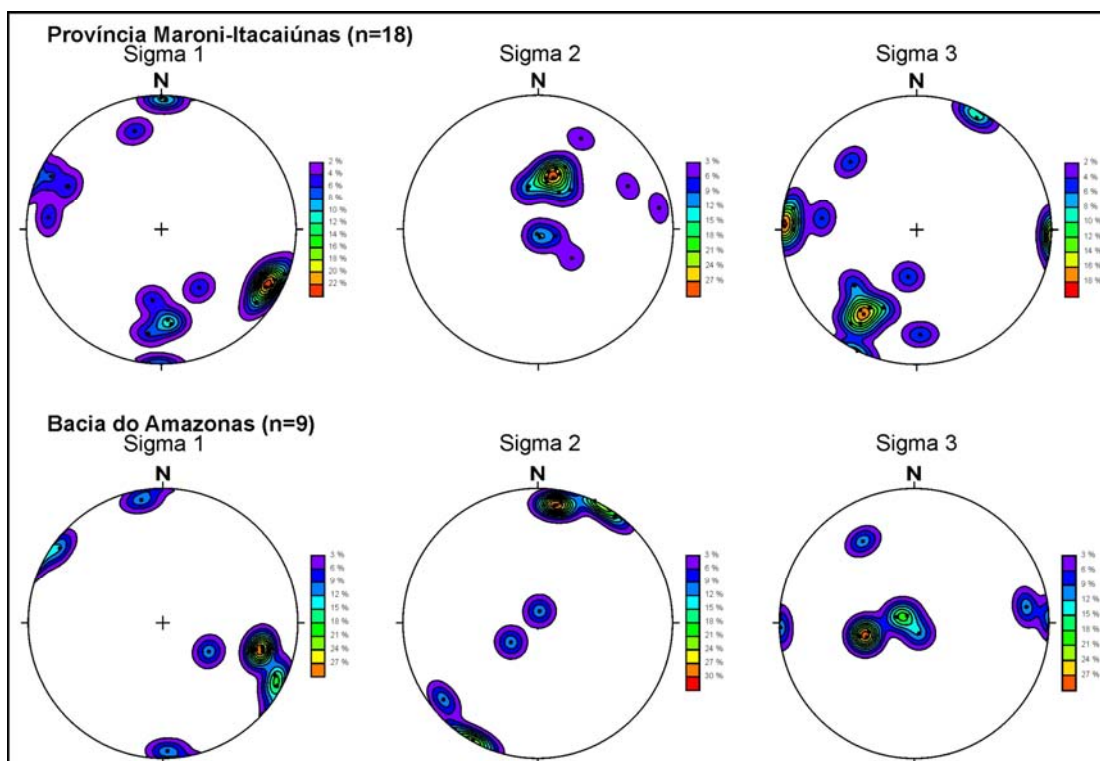


FIGURA 47 – Análise preliminar dos paleotensores para rochas da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas

A correspondência entre os tensores definidos no embasamento e na Bacia do Amazonas pode, com o auxílio de dados geológicos, indicar processos de reativação ou de geração de novas estruturas em ambos domínios.

## 6.1 FASES DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL

O termo “fase de deformação” é utilizado de acordo com a proposta de Marshak e Mitra (1988), como sendo o intervalo durante o qual houve formação de uma série de estruturas (lineações, foliações, clivagens, dobras e falhas), formadas em resposta ao mesmo campo de tensões.

A semelhança na direção de falhas foi o primeiro critério utilizado na caracterização das fases de deformação rúptil. Na sequência utilizou-se a posição dos paleotensores como uma ferramenta auxiliar no estudo da deformação rúptil. O tratamento dos dados rúpteis mostra a existência de ao menos três fases de deformação que resultaram na formação das seguintes estruturas: (1) transcorrência sinistral de direção N30W (embasamento), (2) transcorrência dextral N30W e

sinistral N30E (embasamento e Bacia do Amazonas) e (3) intrusões de rochas básicas (Bacia do Amazonas) em fraturas N-S e N10E.

#### 6.1.1 Deformação transcorrente sinistral N30W

Rochas granitoides pertencentes ao Ortognaisse Pacajá, à Suíte Intrusiva João Jorge e ao Complexo Bacajá (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008), possuem algumas falhas e fraturas associadas a deslocamentos transcorrentes que mostram relações angulares comparáveis às superfícies do modelo de Riedel.

Entre as falhas descritas, as transcorrência sinistrais com direção N30W são mais penetrativas e as deformações causadas predominam sobre aquelas de direções N10W, N58W e também com relação às falhas destrais de direção E-W. De acordo com a relação angular entre os planos de falha observa-se que todo o conjunto de estruturas poderia ter-se formado em resposta à uma única deformação transcorrente sinistral com deslocamento principal ao longo do plano de direção N30W (plano Y). As falhas sinistrais N10W corresponderiam ao plano P e a falha N58W ao plano R do modelo de Riedel (FIGURA 48A). As falhas destrais de direção E-W poderiam representar falhas antitéticas formadas durante a deformação rúptil transcorrente sinistral (FIGURA 48B).

Os dados estruturais utilizados para o cálculo da posição dos paleotensores estão listados na Tabela 2. A FIGURA 49 mostra o campo de tensões calculado para as transcorrências consideradas.

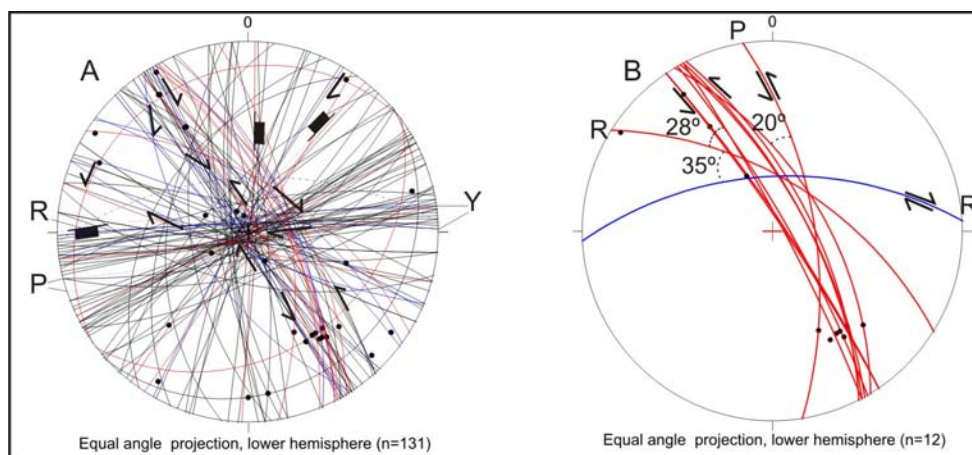


FIGURA 48 – (A) Diagramas com todos dados de fraturas descritas no Ortognaisse Pacajá, na Suíte Intrusiva João Jorge e no Complexo Bacajá. (B) Direções medidas de falhas relativas à transcorrência sinistral N30W

TABELA 2 – Dados de estruturas rúpteis do Ortognaisse Pacajá, Suíte Intrusiva João Jorge e do Complexo Bacajá referentes a transcorrência sinistral N30W

Afloramento	Plano	Estria	Cinemática	Rocha
PMI-08	56/84	327/9	Sinistral	Granito
PMI-08	56/83	329/25	Sinistral	Granito
PMI-11	357/58	335/55	Destral	Filonito
PMI-19	60/81	146/25	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	63/67	142/25	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	62/70	148/25	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	61/70	146/22	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	62/84	152/24	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	59/60	136/21	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	32/60	303/3	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	81/65	155/30	Sinistral	Granito foliado

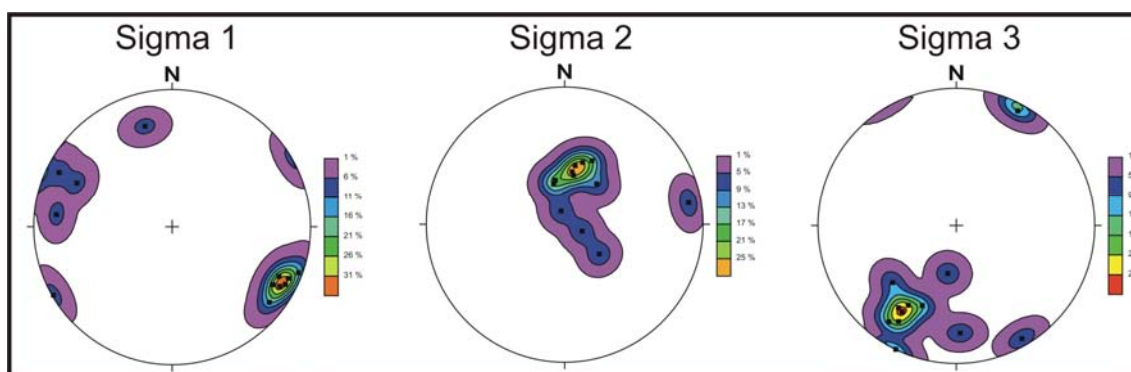


FIGURA 49 – Campo de tensores calculados para a deformação transcorrente sinistral N30W em rochas do Ortognaisse Pacajá, da Suíte Intrusiva João Jorge, do Complexo Bacajá (n=11)

#### 6.1.2 Deformação transcorrente destal (N30W) e sinistral (N30E)

Foram observadas em rochas do embasamento e da Bacia do Amazonas (FIGURA 50A) falhas transcorrentes e, subordinadamente, falhas normais. Em rochas correlacionáveis àquelas da Suíte Intrusiva João Jorge há falhas transcorrentes sinistrais N30E e falhas destrais N30W. Estas estruturas poderiam estar associadas a uma fase de deformação com tensor sigma 1 sub-horizontal de direção N-S. A Figura 50B e a Tabela 3 mostram as estruturas correspondentes à esta fase de deformação rúptil em rochas da Suíte Intrusiva João Jorge, do Complexo Bacajá, do Granodiorito Babaquara e da Formação Ererê.



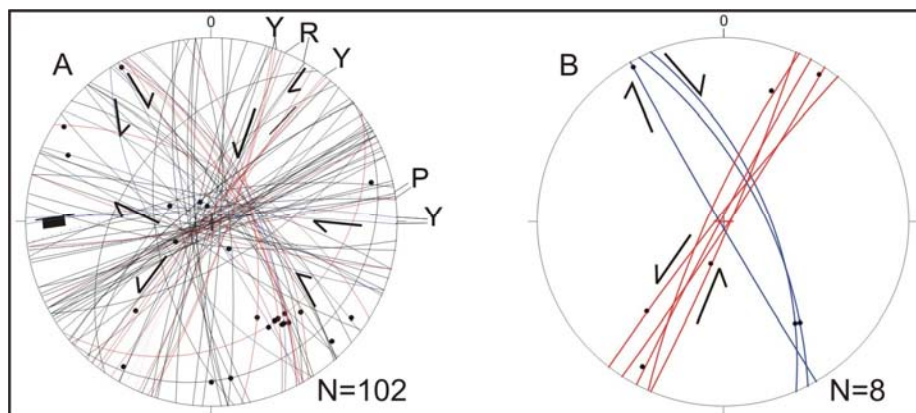


FIGURA 50 - (A) Fraturas em rochas da Suíte Intrusiva João Jorge, Complexo Bacajá, Granodiorito Babaquara e da Formação Ererê. (B) Falhas correspondentes à transcorrência destal (N30W) e sinistral (N30E)

TABELA 3 – Estruturas transcorrentes descritas em rochas da Suíte Intrusiva João Jorge, do Complexo Bacajá e do Granodiorito Babaquara e da Formação Ererê

Afloramento	Plano	Estria	Cinemática	Rocha
PMI-07	152/86	233/62	Sinistral	Granodiorito
PMI-10	240/88	330/2	Destral	Granito
PMI-19	63/66	143/21	Destral	Granito foliado
PMI-19	308/86	220/25	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	123/87	33/3	Sinistral	Granito foliado
PMI-19	67/63	145/22	Destral	Granito foliado
PMI-42	113/86	194/63	Sinistral	Granitoide
PMI-43	294/80	20/16	Sinistral	Arenito
PMI-44	298/88	209/6	Sinistral	Arenito

As transcorrências provavelmente representam planos conjugados formados numa mesma fase de deformação com tensor sigma 1 na direção N-S (FIGURA 51). Por afetar rochas da Formação Ererê, considera-se que esta deformação transcorrente é posterior ao Devoniano Superior, ou seja, mais recente que 360 Ma.

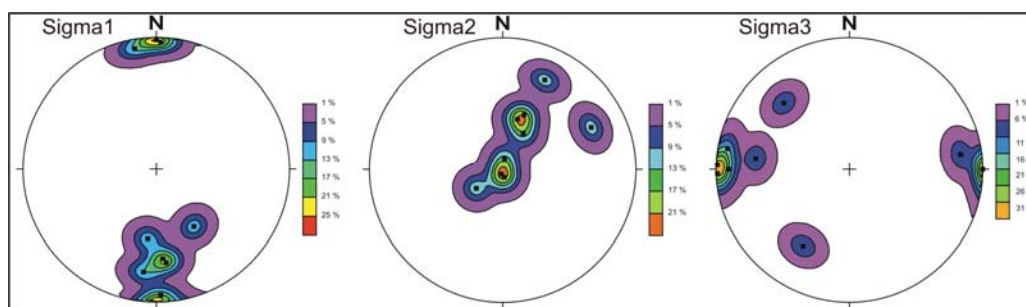


FIGURA 51 – Campo de tensores calculados para transcorrências em rochas da Suíte Intrusiva João Jorge, Complexo Bacajá, Granodiorito Babaquara e da Formação Ererê (n=9)

### 6.1.3 Deformação local decorrente da intrusão de rochas básicas

Rochas das formações Curiri e Maecuru, e do Diabásio Penatecaua possuem registros de deformação rúptil com direções bastante variadas (FIGURA 52A). Dois casos particulares observados em rochas das formações Curiri e Maecuru são representados pelas falhas inversas de direção N-S e por transcorrências destrais de direção NE-SW (FIGURA 52B, TABELA 4). A proximidade destas estruturas com soleiras de diabásio sugerem uma ligação entre os esforços locais resultantes da colocação das rochas básicas. A FIGURA 53 mostra o campo de tensões encontrado para esta deformação.

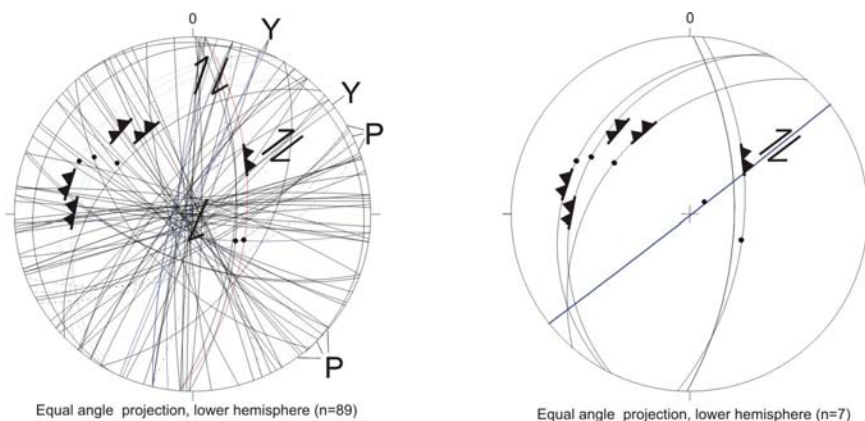


FIGURA 52. (A) Diagrama com fraturas em rochas das formações Curiri e Maecuru, e do Diabásio Penatecaua. (B) Indicadores cinemáticos decorrentes de ajustes locais em rochas das formações Curiri e Maecuru

TABELA 4 – Dados estruturais de rochas das formações Curiri e Maecuru e do Diabásio Penatecaua

Afloramento	Plano	Estria	Cinemática	Rocha
PMI-48	94/56	117/54	Reversa	Arenito
PMI-48	91/62	122/58	Reversa	Arenito
PMI-48	91/62	117/54	Reversa	Arenito
PMI-52	298/20	295/20	Reversa	Folhelho, diamictito e soleira de diabásio
PMI-52	296/25	300/25	Reversa	Folhelho, diamictito e soleira de diabásio
PMI-52	311/26	304/36	Reversa	Folhelho, diamictito e soleira de diabásio
PMI-33	142/89	52/78	Dextral	Argilito e arenito

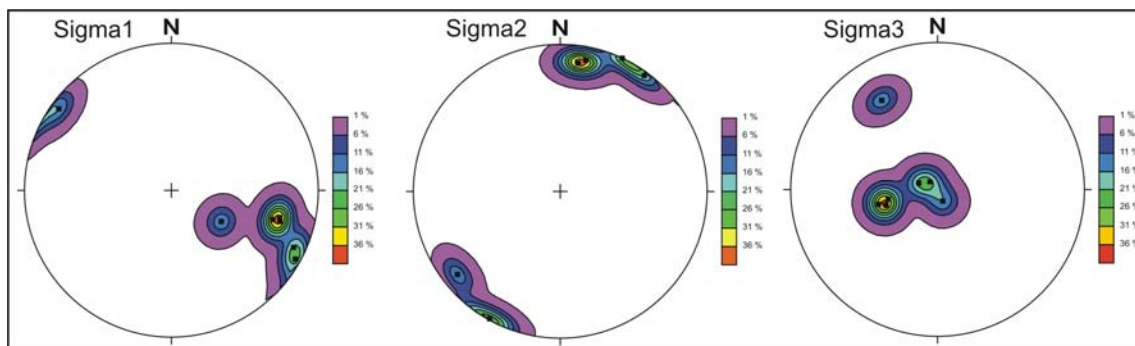


FIGURA 53 – Posição dos tensores sigma1, sigma 2 e sigma 3 que atuaram durante a deformação local das formações Curiri e Maecuru decorrente da intrusão do Diabásio Penatecaua (n=7)

A descrição de rochas no afloramento PTZ-06 (Pedreira de diabásio da Prefeitura de Medicilândia) mostrou ao menos uma fase de deformação rúptil. Foram descritas transcorrências destrais na direção N60E e sinistrais na direção N85E. Devido ao pequeno número de dados obtidos em campo não foi possível caracterizar esta fase de deformação registrada nos diabásios.

#### 6.1.4 Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita

A avaliação da posição dos paleotensores foi realizada na tentativa de discriminar fases de deformação rúptil. Mesmo preliminar, a análise mostra que diferentes tipos de falhas possuem várias direções e poderiam se associar a fases diferentes. A cronologia destas falhas baseou-se nos tipos e idades das rochas deformadas. O controle das idades de algumas falhas foi possível com a datação de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovita de dois planos de falha dos pontos PMI-19A (FIGURA 54A, FIGURA 54B e FIGURA 55) e PTZ-01 (FIGURA 56).

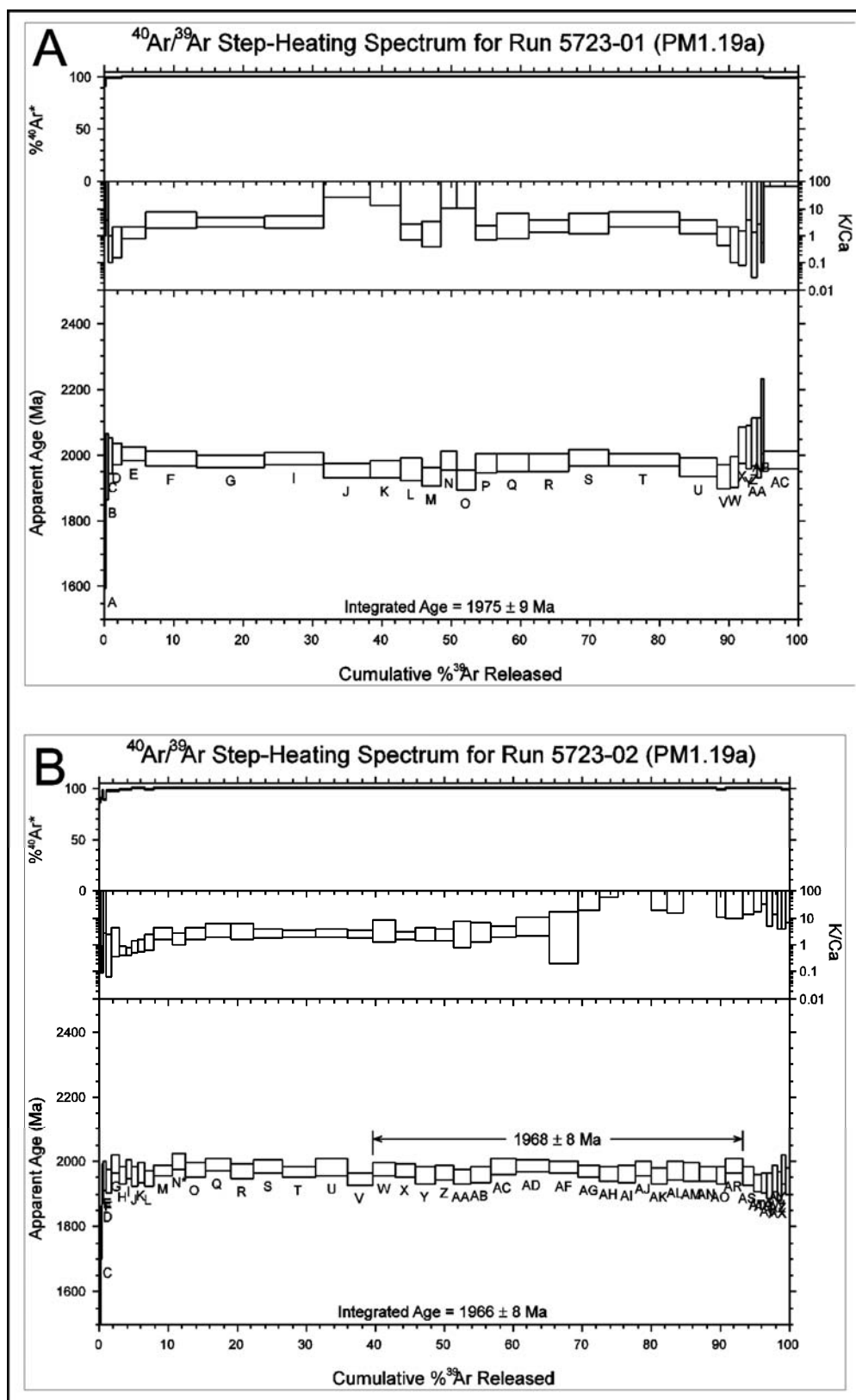


FIGURA 54 – (A e B) Diagramas estatísticos (platôs) da datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de cristais de muscovita de plano de falha em granito situado nas proximidades de Anapu, Província Maroni-Itacaiúnas

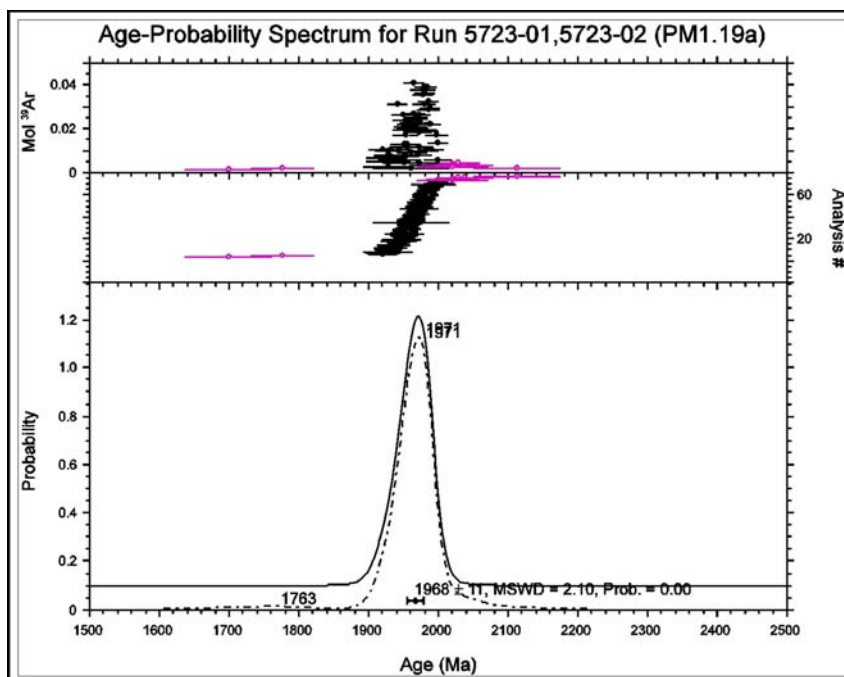


FIGURA 55 – Ideograma correspondente à datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em muscovita de plano de falha em granito situado próximo à Anapu, Província Maroni-Itacaiúnas (PMI19)

As datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de cristais de muscovita dos dois planos de falha situados aproximadamente 140 km forneceram idades paleoproterozoicas muito próximas. Nas proximidades de Anapu, a idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  da muscovita da falha N33E/87SE é de  $1968 \pm 11$  Ma (ponto PMI-19, coordenadas  $51^{\circ}13'31''/3^{\circ}26'47''$ ). A sul de Brasil Novo, a idade obtida é de  $1977 \pm 8$  Ma (ponto PTZ-01, coordenadas  $3^{\circ}37'39''/52^{\circ}33'19''$ ). As idades muito semelhantes indicam que esta fase deformacional teve abrangência regional.

Considerando-se a evolução da região pode-se dizer que, ao final do Ciclo Transamazônico, ocorreram os últimos esforços compressivos desta orogenia, já em níveis crustais rasos. Nestas condições as temperaturas seriam inferiores às atuantes durante formação de milonitos e outras estruturas de temperaturas superiores a  $400^{\circ}\text{C}$ .



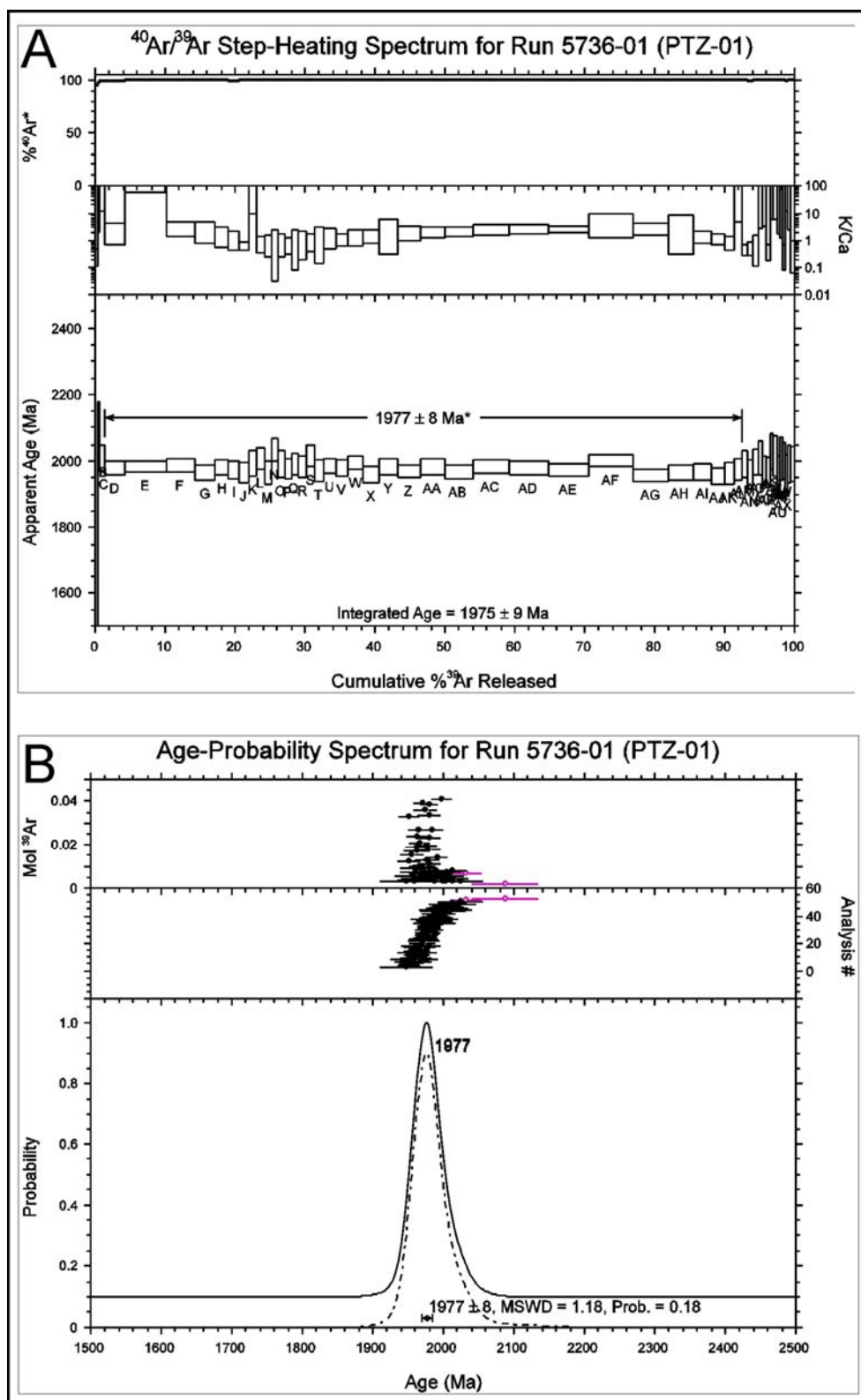


FIGURA 56 - (A) Diagrama estatístico (platô) e ideograma (B) da datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de cristais de muscovita de plano de falha em granito situado a sul de Brasil Novo, Província Maroni-Itacaiúnas. Ponto PTZ-01

## 7 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-ESTRUTURAL

Os granitoides, litotipos mais comuns na área de estudos, distinguem-se por apresentar estruturas formadas por esforços magmáticos e também pelo *stress* regional. Considerando que este tema ainda suscita alguma controvérsia, muitas das interpretações feitas se basearam em trabalhos de vários autores: Arzi (1978), Pitcher (1979), Hibbard (1987), Paterson, Vernon e Tobich (1989), Gower (1993), Vignerresse, Barbey e Cuney (1996), Petford *et al.* (2000), Barros, Barbey e Boullier (2001), Pawley e Collins (2002), Pons *et al.* (2006), Barros *et al.* (2007) e Barbey (2009).

### 7.1 PROCESSOS MAGMÁTICOS X PROCESSOS TECTÔNICOS

Muitas vezes, a identificação do processo dominante na geração de estruturas em terrenos afetados por várias fases de deformação é uma tarefa difícil de ser realizada. O acamamento ígneo observado em granitoides da Província Maroni-Itacaiúnas é um exemplo de estrutura controlada pelo caráter rítmico das intrusões (processos magmáticos), com influência subordinada do campo de tensões regional (processos tectônicos). Com relação às estruturas descritas em granitoides, Barbey (2009) mostra a atuação de três processos principais durante a colocação, cristalização e deformação das rochas (FIGURA 57). Cada vértice do triângulo representa a predominância de um processo. Processos da câmara magmática combinados com injeções recorrentes de magma controlam, por exemplo, a formação de acamamentos ígneos.

A geometria e as dimensões dos plútons granitoides também podem fornecer indícios sobre a atuação de processos magmáticos (PATERSON; VERNON; FOWLER, 1991). Para Pitcher (1979), unidades sintectônicas iniciais de séries plutônicas possuem formas sigmóides e são mais alongados que plútons tardios como os pós-tectônicos, os quais tendem a ser equidimensionais. Na área de estudos predominam unidades geológicas alongadas na direção N45W que reforçam o caráter sintectônico das intrusões.

Características de campo e petrográficas são utilizadas por Paterson, Vernon e Tobich (1989) como critérios para diferenciar foliações magmáticas de foliações tectônicas. Para tais autores, as foliações em granitoides podem ser agrupadas em quatro tipos, conforme sua etapa da formação: (1) fluxo magmático, (2) fluxo submagmático, (3) deformação no estado sólido em alta temperatura e (4) deformação no estado sólido em temperaturas moderadas a baixas.

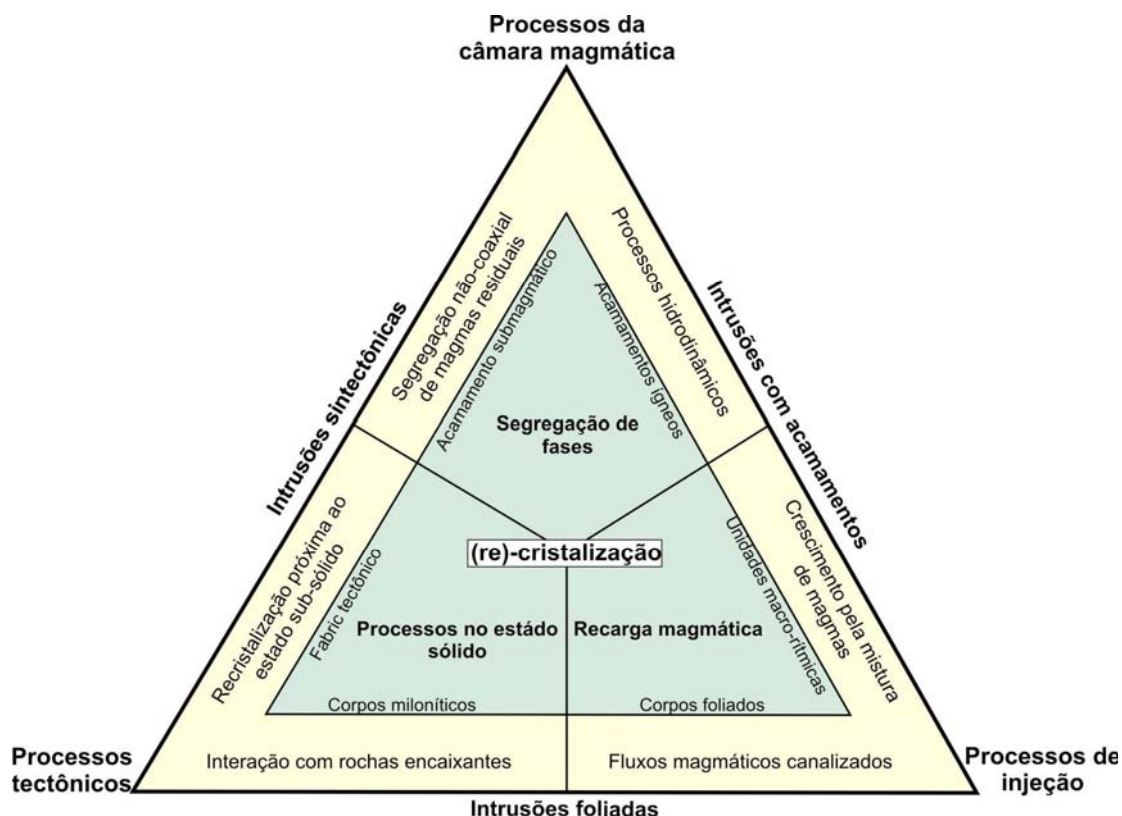


FIGURA 57 – Relações entre processos da câmara magmática, de injeção e tectônicos, responsáveis pela estruturação de plútons (Barbey 2009)

A foliação de fluxo magmático é formada pela orientação preferencial de minerais ígneos, de maneira paralela ao contato do plúton, sem interferência entre cristais. A orientação de fenocristais de feldspato nos granitoides e a presença de xenólitos máficos alongados são também consideradas como indicativas de fluxo magmático. Quando resultante de fluxos no estado sólido, os minerais mostram evidências de deformação plástica (extinção ondulante, dobras em *kinks* em feldspatos e micas) e formação de subgrãos. O conjunto de feições descrito no

presente estudo possui similaridade com características presentes nos quatro tipos de foliações descritas por Paterson, Vernon e Tobich (1989).

Barros, Barbey e Boullier (2001), ao estudarem rochas do Complexo Granítico Estrela (Província Mineral Carajás), identificaram uma série de estruturas geradas em um estágio de transpressão crustal que pode ser dividido em dois períodos principais. O período mais antigo refere-se ao controle exercido pela fonte magmática que, devido ao domínio de líquido magmático, teria como parâmetro crítico a pressão do magma. Em um segundo período, a maior quantidade de fração sólida cristalizada, tornaria a pressão interna do magma pouco significativa, ao passo que o *stress* tectônico regional atuaria de maneira mais efetiva.

Outro fator importante na formação e deformação de rochas granitoides é o estado reológico da rocha hospedeira. A assimilação de rochas hospedeiras também vai determinar a formação de estruturas como enclaves ou segregações localizadas (Barbey 2009). A viscosidade do magma também é importante no controle de processos internos aos plútons como fluxo, transferência de calor e formação de cristais (Pitcher, 1979). A capacidade de um magma segregar mecanicamente a partir da sua matriz é fortemente dependente das suas propriedades físicas, entre os quais a viscosidade e a densidade são as mais importantes (Petford *et al.* 2000).

## 7.2 AMBIENTE TECTÔNICO

A identificação do ambiente tectônico de geração de rochas granitoides é determinante para a compreensão dos processos de formação de estruturas primárias e secundárias. Segundo Pitcher (1979) em contextos anorogênicos, tais rochas podem ser produzidas, tanto pela diferenciação de magmas básicos, como também pela fusão parcial de material crustal. Em contextos orogênicos, os granitoides podem ser gerados tanto pela completa ou parcial re-fusão do manto ou da crosta inferior, como podem ser o produto de estágios finais de metamorfismo.

Evidências obtidas (foliação regional; intercalações alongadas de diferentes litotipos) indicam que o ambiente tectônico regional seria orogênico. Tais evidências convergem com modelos propostos para a evolução do Cráton Amazônico.

Trabalhos como os de Macambira *et al.* (2003), Vasquez, Macambira e Armstrong (2008) e Barros *et al.* (2007) mostram longo tempo de construção do arco

magmático. Tal fato também pode ser comprovado pela datação dos cristais de muscovita em plano de falha pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  que representa a idade do último aquecimento (1,9 Ga), causado provavelmente pela intrusão de plútons adjacentes. A idade obtida pela datação dos cristais de muscovita pode representar também o final da compressão regional.

Idades Pb-Pb em zircão de  $2671 \pm 3$  Ma e U-Pb SHRIMP em zircão de  $2313 \pm 9$  Ma têm sido atribuídas à formação de protólitos de ortognaisses, ao passo que as idades de  $2195 \pm 3$  Ma têm sido consideradas como fase de migmatização (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Considera-se que as idades de 2,6 Ga representam idades herdadas de crosta continental e as idades de 2,1 Ga correspondam à cristalização dos granitoides.

O ponto de partida adotado para a compreensão da evolução estrutural na área de estudos é a deformação de basaltos da Sequência Três Palmeiras (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). A evolução apresentada no corrente capítulo envolve quatro fases principais e tem caráter preliminar.

### 7.3 METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO DE ROCHAS METABÁSICAS

Com base na descrição de campo, na análise microscópica de rochas da Sequência Três Palmeiras e em dados da literatura, aventa-se a possibilidade de que os anfibolitos tenham passado por, pelo menos, dois eventos metamórficos.

A primeira fase deformacional teria ocorrido em torno de 2,3 Ga e corresponderia ao metamorfismo de fundo oceânico que teria promovido o hidrotermalismo das rochas basálticas em condições estáticas e de fácies xisto verde. A presença localizada de metabásicas com textura ígnea preservada é um indicador desta primeira fase. Nas metabásicas com textura ígnea preservada (textura blastofítica) houve transformação dos cristais de piroxênio magmático para actinolita de cor verde pálido. A distribuição geográfica em faixas de direção NW-SE das rochas metabásicas poderia traduzir ou a presença de arcos remanescentes. Disposição semelhante das rochas metabásicas é apresentada por Delor *et al.* (2003) na Guiana Francesa, parte norte da Província Maroni-Itacaiúnas.

Concomitantemente ao consumo da crosta oceânica, houve geração de volumoso plutonismo intermediário a félsico, com conseqüente aumento nos



gradientes termais regionais. Nas faixas remanescentes de rochas metabásicas há evidências de metamorfismo de contato ( fácies hornblenda a clinopiroxênio *hornfels*) indicado pelo crescimento radiado de anfibólio, pelo crescimento de hornblenda em bordas de actinolita, e pela presença de foliação marcante e textura nematoblástica, definida pela forte orientação preferencial de hornblenda. A foliação dos anfibolitos seria uma resposta ao somatório dos esforços regionais com os esforços de expansão lateral dos corpos granitoides.

#### 7.4 COLOCAÇÃO DE PLÚTONS GRANITOIDES

Durante a colocação de granitoides das suítes intrusivas João Jorge e Arapari ocorreu o desenvolvimento do acamamento ígneo e da foliação magmática de achatamento. Considera-se que tais estruturas teriam sido geradas nas mesmas condições propostas por Paterson, Vernon e Tobich (1989) para formação do fluxo magmático e do fluxo submagmático. Nesta fase teriam ocorrido processos de compressão com metamorfismo de contato e deformação de rochas metabásicas encaixantes.

As unidades correspondentes a este evento são os metatonalitos Tapiranga, Rio Bacajá, os granodioritos Belo Monte e Babaquara e as suítes intrusivas Arapari e João Jorge. Essas unidades, de acordo com Vasquez, Macambira e Armstrong (2008) representam diferentes estágios orogenéticos.

O processo de resfriamento das intrusões implica mudanças significativas do comportamento do magma devido à razão fluído magmático/cristal. Arzi (1978) analisa as modificações no comportamento do magma, de acordo com a quantidade de líquido residual e a viscosidade relativa. Magmas com quantidades de líquido superior à porcentagem reológica crítica resultariam em estruturas de fluxo. Estruturas como o acamamento, a foliação e o milonito podem refletir variações nas condições magmáticas. Os milonitos, por exemplo, teriam sido formados após os estágios de deformação controlados pela câmara magmática e antes da deformação francamente rúptil. Considera-se que tais estruturas teriam sido geradas sob regime de diminuição de temperatura e aumento na taxa de deformação, corroborando a assinatura térmica dos granitos sintectônicos.

O experimento realizado por Arzi (1978) considerou esferas rígidas idênticas suspensas em um magma viscoso com propriedade newtoniana. Nesse modelo a suspensão fica abruptamente rígida em direção à porcentagem crítica de magma em torno de 26% (FIGURA 58). A partir desta porcentagem a viscosidade muda abruptamente de condições líquidas para um comportamento de maior viscosidade.

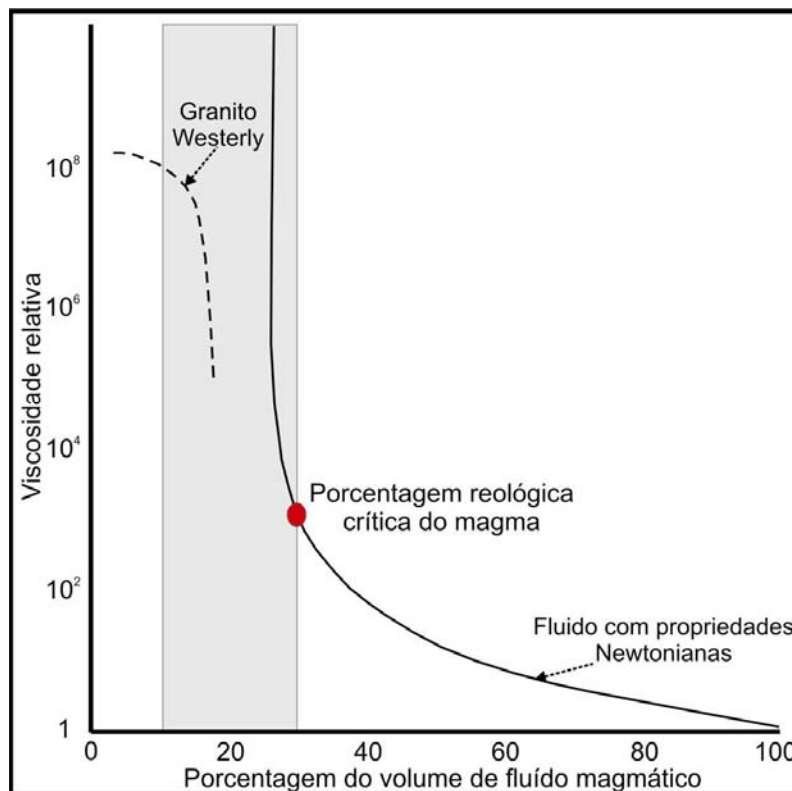


FIGURA 58 – Comportamento da viscosidade do magma de acordo com o volume de fluido magmático. A linha contínua representa o experimento realizado por Arzi em 1978 e a linha seccionada o experimento com rochas do Granito Westerly

Pons *et al.* (2006) sugerem, com base em estudo realizado no Lacólito Tarçouate (Marrocos), dois processos principais como responsáveis pela formação de acamamentos ígneos: (1) mistura de magmas heterogêneos em sistemas dinâmicos; (2) movimentos entre cristais e magmas por meio de convecções termais e composicionais e também pela segregação física do magma na câmara magmática. Para Pons *et al.* (2006) a associação sistemática de acamamento ígneo com enclaves máficos em plútons cálcio-alcalinos indica que o acamamento teria sido originado a partir de injeções recorrentes de magma máfico.

Conforme descrito por Barros, Barbey e Boullier (2001) para rochas do Complexo Granítico Estrela, o acamamento ígneo teria resultado da diferenciação magmática durante deformações no estado *near-solidus*. A foliação magmática posterior teria sido formada em condições subsólidas (*subsolidus*).

Conforme critérios apresentados por Pons *et al.* (2006), diferenças observadas na intensidade da foliação podem decorrer de variações na posição na intrusão, pois a foliação é mais marcada na borda e menos no núcleo da intrusão.

Estruturas como o acamamento ígneo e a foliação de achatamento podem ser correlacionadas às feições deformacionais de alta temperatura no estágio não completamente consolidado, discutidas para o Domínio Bacajá por Vasquez, Macambira e Galarza (2005) e Barros *et al.* (2007).

As variações petrográficas observadas podem traduzir a presença de diferentes fácies ou o caráter polidiapírico das intrusões. Foram observadas diferentes fases de colocação de veios pegmatíticos e aplíticos de quartzo que também traduzem o longo período de construção do orógeno, critério este utilizado por Gower (1993) para demonstrar a atuação prolongada de esforços durante a formação de uma câmara magmática. A presença, em um mesmo afloramento, de veios precoces dobrados e de veios tardios menos deformados, sugere que durante a colocação dos mesmos houve a atuação de esforços compressivos, atestando junto a outros critérios, as características sintectônicas destes granitos.

Pawley e Collins (2002) mostram como a reologia do magma e os campos de tensores regional podem controlar a formação de estruturas em plútons sintectônicos. Os elementos estruturais indicam que o Monzogranito Woodstock (2.930 Ma), situado no Cráton Pilbara no oeste da Austrália, teria se formado durante a cristalização progressiva de condições magmáticas *subsolidus* em altas temperaturas até deformações de baixas temperaturas.

Barros *et al.* (2007) sugerem que entre as estruturas formadas em um meio não completamente consolidado, em alta temperatura, estão acamamentos primários e foliação. Entre as estruturas de temperaturas relativamente menores estão dobras em *kink* em cristais de feldspato, grãos de microclínio recristalizados e quartzo com extinção ondulante.

Com a redução da porcentagem de líquido residual e aumento da fração sólida explica-se a formação dos simplectitos e das falhas protoclasticas. Exemplos

de simplectitos também podem ser observados em Barros, Barbey e Boullier (2001). Veios aplíticos e pegmatíticos tardi-magmáticos representariam a concentração final de líquidos residuais em zonas de fraqueza geradas durante o final da cristalização do plúton.

Na escala microscópica, uma feição atribuída à atuação de esforços em meio não completamente consolidado são simplectitos formados pela dissolução parcial de biotita e anfibólio. Como a corrosão se dá em faces paralelas à foliação, entende-se que os simplectitos sejam uma resposta à pressão dirigida durante a cristalização do magma. Feições semelhantes foram descritas em rochas arqueanas da Província Mineral de Carajás (BARROS; BARBEY; BOULLIER, 2001; SARDINHA, BARROS e KRYMSKY 2006) e em rochas do Terreno Bacajá (BARROS *et al.* 2007).

## 7.5 ESTRUTURAS FORMADAS EM TEMPERATURAS SUPERIORES A 400° C

Considera-se que nas fases iniciais da colocação dos plútons granitoides paleoproterozoicos da Província Maroni-Itacaiúnas teria ocorrido a formação de diversas estruturas em temperaturas superiores a 300° C. Esta fase é baseada, principalmente, em feições estruturais de campo e microestruturais. Em tais condições de temperaturas teriam sido geradas feições como deformações de xenólitos, formação de veios e de pertitas, formação de contatos interdigitados entre cristais de quartzo (*bulging*) e novos grãos. Essa deformação ocorreu, provavelmente, no Proterozoico devido às elevadas temperaturas necessárias para formação das feições descritas.

Outros fatores também interferem na formação de estruturas em temperaturas superiores a 300°C. Para Barros, Barbey e Boullier (2001), características estruturais e litológicas de plútons são dependentes do campo de *stress* regional, da pressão hidrostática, de anisotropias das rochas encaixantes e do grau de cristalização do magma.

Zonas protomiloníticas e miloníticas também teriam sido geradas em temperaturas superiores a 300° C. Considera-se que tais estruturas representem locais de ajuste mecânico desenvolvidos tardiamente na história de colocação dos plútons em resposta aos esforços deformacionais regionais. Assim como realizado por Takagi (1986), o reconhecimento de zonas miloníticas ocorreu, principalmente,

pela redução na granulação dos cristais em comparação com rochas adjacente à zona de cisalhamento. Para Tagaki (1986) o mineral mais susceptível à recristalização mecânica é o quartzo, o qual é constituinte da matriz e que contribui para o comportamento dúctil de muitos milonitos. As duas formas de ocorrência do quartzo nas rochas miloníticas sugerem processos de recristalização por rotação de subgrãos em temperaturas superiores a 400° C.

Bell e Etheridge (1973), com base em estruturas observadas na escala microscópica, reconhecem quatro estágios de transição entre rochas encaixantes sem deformação até o núcleo da zona de falha. O trabalho de Bell e Etheridge (1973) destaca-se por mostrar milonitos como produtos de fluxos dúcteis e de redução cristal-plástica dos grãos. Para Wise *et al.* (1984) muitos milonitos apresentam diminuição dos grãos em processos de recristalização sintectônica.

Wise *et al.* (1984) relatam que o termo *strain* representa tanto estruturas rúpteis, como também processos dúcteis. A textura final observada resultaria da aplicação de uma determinada taxa de deformação em resposta à recristalização dos seus constituintes. Fatores influentes na taxa de deformação são: composição, tamanho dos grãos, temperatura, fluidos e campo de *stress*. Em rápidas taxas de deformação e baixas temperaturas, com pouca ou nenhuma recristalização, seriam geradas rochas cataclásticas. Quando processos de recristalização predominam ocorreria fluxo cristal plástico e seriam geradas rochas metamórficas.

Além de Bell e Etheridge (1973), Wise *et al.* (1986) também discutem terminologias e condições de deformação e recristalização de rochas relacionadas a zonas de falhas. Simpson (1986) apresenta alguns critérios para reconhecimento de indicadores cinemáticos em milonitos. Schmid e Handy (1991) propõem uma classificação genética para rochas de falhas baseada em características de fluxos friccionais (cataclasitos) e fluxos viscosos (milonitos).

Segundo Schmid e Handy (1991) a redução granulométrica que decorre da recristalização dinâmica, é comum em milonitos deformados em baixas temperaturas e elevadas taxas de *stress* diferencial. Em altas temperaturas ocorreria o crescimento de grãos pela migração do limite de grãos.

Schmid e Handy (1991) também discutem o papel desempenhado por minerais mais susceptíveis a deformação. Em milonitos poliminerálicos, a fase mineral mais fraca (que no caso são cristais de quartzo) acomoda a maior parte da



deformação caso os constituintes da matriz estejam interconectados. Fases minerais mais resistentes (que no caso são cristais de feldspato) formam clastos preservados.

Também em condições de temperatura acima de 400° C teriam sido formados os filonitos. Os processos relacionados a formação dos filonitos apresenta algumas incertezas. Por ocorrerem próximos aos limites de corpos graníticos, o cisalhamento pode ter sido favorecido pela presença de anisotropias preexistentes.

## 7.6 ESTRUTURAS FORMADAS EM TEMPERATURAS INFERIORES A 400 °C

Com a colocação de plútons granitoides em níveis crustais mais rasos, teria ocorrido a redução de temperatura regional. A deformação que caracteriza esta fase é baseada em feições microestruturais como rotação de grãos e formação de falhas.

Dentre as feições descritas, as mais comuns são extinção ondulante e subgrãos em cristais de quartzo. Neste estágio pode ter ocorrido a formação de cristais de sericita e epidoto por alteração de cristais de feldspato, reação comumente observada em lâmina. Em muitas rochas granitoides, o sobrecrecimento de cristais de muscovita a partir da sericita sugere acréscimo de temperatura em resposta à intrusão de novos plútons durante a história de construção do orógeno. Plútons mais antigos (2,2 a 2,15 Ga) muito provavelmente passaram por modificações texturais e mineralógicas decorrentes de intrusões mais novas (2,07 Ga).

Outra feição comumente observada são os contatos interdigitados entre grãos de mesmo mineral (*bulging*). Em baixas temperaturas ocorre a migração do limite de um cristal com menor quantidade de imperfeições em direção a um cristal com uma quantidade maior de defeitos.

Na medida em que ocorre o avanço na taxa de deslocamento dos subgrãos, podem ser gerados novos grãos por meio da recristalização por rotação dos subgrãos. Passchier e Trouw (1996) mostram que com o aumento da temperatura e o decréscimo na taxa de fluxo, ocorre primeiramente *bulging*, rotação de subgrãos e recristalização por migração do limite de grão em alta temperatura.

As três fases de deformação rúptil apresentadas no capítulo “Estudo de paleotensores e fases de deformação rúptil”, são posicionadas temporalmente neste evento deformacional de temperaturas inferiores a 400°C.

Com base no exposto, elaborou-se uma síntese (TABELA 5) com os principais processos e evidências correspondentes, responsáveis pela deformação das rochas do embasamento e da Bacia do Amazonas na área de estudos.

TABELA 5 – Principais processos relacionados à evolução das rochas granitoides da Província Maroni-Itacaiúnas na área de estudos

Processo	Evidências
1º) Metamorfismo de basaltos oceânicos na presença de água	- anfibolitos com cristais de piroxênio transformados em actinolita
2º) Plutonismo de rochas granitoides	- diferentes fácies de rochas intermediárias a ácidas, com quantidades variáveis de minerais e estruturas diferentes
3º) Metamorfismo de anfibolitos devido à intrusão de plútons granitoides	- transformação de cristais de actinolita em hornblenda e desenvolvimento da foliação
4º) Desenvolvimento de estruturas sinmagmáticas, devido à forças internas aos plútons e também ao campo de esforços regionais;	- acamamento ígneo; deformação de xenólitos e de autólitos de rochas básicas; injeções quartzo-feldspáticas; - intercalação de unidades metabásicas e granitoides com formas alongadas na direção NW-SE e WNW-ESE; - trajetória das foliações; - simplectitos;
5º) Colocação de veios	- Injeção contemporânea a deformação;
6º) Deformação em temperaturas superiores a 400° C	- milonitos (intenso achatamento e recristalização); - pertitas em chama em feldspato potássico;
7º) Filonitos	- extensa zona de deformação formada por argilominerais e quartzo;
8º) Deformação rúptil de idade paleoproterozoica	- plano de falha com cristais de muscovita em com idades de 1,9 Ga.
9º) Deformação em temperaturas inferiores a 400° C	- rotação de subgrãos; - extinção ondulante; - formação de sericita e epidoto por alteração de cristais de feldspato; sobrecrecimento de muscovita - deformação transcorrente sinistral N30W (1º fase de deformação rúptil caracterizada na análise de paleotensores)
10º) Cataclase	- zonas de deformação de direção E-W, situadas próximas ao contato de diferentes plútons
11º) Deformação rúptil de idade paleozóica	- deformação transcorrente dextral N30W e sinistral N30E (2º fase de deformação rúptil caracterizada na análise de paleotensores); - bandas de deformação
12 º) Dique N10E (idade)	- deformação local decorrente da intrusão de rochas básicas (3º fase de deformação rúptil caracterizada na análise de paleotensores) - feições orientadas observadas na análise de imagens SRTM e mapeamento de campo
13º) Deformação pós Penatecaua	- reconhecimento de deformação de rochas básicas correlatas ao evento Penatecaua;

## 8 CONCLUSÃO

A análise conjunta dos dados permitiu tecer algumas considerações sobre o cenário geológico-estrutural das rochas da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas na região de Altamira.

► A análise de imagens SRTM mostrou que a trajetória principal de feições lineares de rochas da Província Maroni-Itacaiúnas e da Bacia do Amazonas possui direção NW-SE. Nas rochas paleoproterozoicas as trajetórias correspondem a contatos entre rochas metabásicas, granitoides e metagranitoides, a orientação dos plútons sintectônicos e as estruturas internas penetrativas na escala do corpo. Nos domínios estudados da Bacia do Amazonas, os lineamentos correspondem a planos de falha.

► As rochas metabásicas mostram registros de uma fase de compressão causada pela intrusão de diversos plútons granitoides durante a construção do orógeno no ciclo Transamazônico. Em alguns locais, como na porção noroeste, na Sequência Três Palmeiras, os anfíbolitos mostram evidências de metamorfismo de contato.

► As rochas granitoides mostram uma grande variedade de estruturas, formadas em diferentes condições de temperatura. Nas fases iniciais de evolução dos plútons teriam sido geradas foliações, em processos controlados, principalmente, pela câmara magmática. As características estruturais descritas em granitoides podem ser explicadas por esforços de natureza transpressiva atuantes em um meio não completamente consolidado (estruturação sinmagmática), o qual tende a absorver grande parte da deformação por achatamento.

► Com o decréscimo da temperatura, porém ainda em condições dúcteis, ocorreu o aumento da taxa de deformação como pode ser observado em zonas miloníticas, as quais representariam locais de ajuste mecânico no final da colocação, ainda com a atuação de esforços compressivos.

► As idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 1975 Ma e 1968 Ma obtidas cristais de muscovita de planos de falha de direção geral N30E mostram que os esforços compressivos, registrados desde 2,25 Ga, atuaram até temperaturas de cristalização de muscovita. Como estas falhas se desenvolveram em nível crustal raso, pode-se dizer que, entre 2,07 Ga (idade dos últimos pulsos magmáticos sintectônicos) e 1975 Ga, houve soerguimento acompanhado de resfriamento, muito provavelmente em resposta à rápida erosão e exumação do orógeno.

► Contatos entre diferentes plútons de direção NW-SE a E-W, podem representar locais favoráveis ao desenvolvimento de estruturas como observado pela presença de filonitos de direção, como observado entre Anapu e Pacajá.

► A análise de paleotensores permitiu individualizar três fases de deformação rúptil, a saber:

- (1) deformação transcorrente sinistral N30W de idade proterozoica com tensor sigma 1 na direção N75W. Esta fase de deformação pode estar relacionada aos eventos do ciclo Brasileiro.

- (2) deformação transcorrente dextral (N30W) e sinistral (N30E) do Devoniano Superior com tensor sigma na direção N-S.

- (3) deformação local decorrente da intrusão de rochas básicas (pós-Triássico Superior) com tensor sigma 1 na direção N50W.

Dados geológicos obtidos em diabásios mostram a existência de uma fase de deformação rúptil, responsável pela deformação pós Magmatismo Penatecaua.

## REFERÊNCIAS

- AIRES, J.R. **Evolução tectônica da Bacia do Baixo Amazonas, Brasil**. 116 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1985.
- ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111. 2000.
- AMARAL, G. Aplicabilidade da análise automática de imagens Landsat à pesquisa mineral no interflúvio Araguaia-Xingu. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., 1982, Brasília. **Anais...** Brasília: 1982. p. 197-206.
- ARZI, A. A. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. **Tectonophysics**, n. 44, p. 173-184, 1978.
- AZEVEDO, T. R.; VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA, M. A. Datação Sm-Nd em granada de gnaisses aluminosos da região Iriri-Xingu (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Anais...** Belém: SBG/NO, 2006.
- BARBEY, P. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. **Geologica Belgica**, n. 12, 3-2, p. 109-133, 2009.
- BARROS, C. E. M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A. M. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). **Tectonophysics**, n. 343, p. 93-109, 2001.
- BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; PALMEIRA, L. C. M.; SOUSA, M. M.; SILVA, D. C. C.; VASQUEZ, M. L.; SCHELLER, T.; SANTOS, M. C. C. The syntectonic paleoproterozoic calc-alkaline granitoids from the Maroni-Itacaiúnas Province, Northern Brasil. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, 2006, Belém. **Abstracts volume and field trips guide...** Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006. p.13.



BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; SANTOS, M. C. C.; SILVA, D. C. C.; PALMEIRA, L. C. M.; SOUSA, M. M. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 37, n. 2, p. 293-304, 2007.

BELL, T. H. & ETHERIDGE, M. A. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. **Lithos**, n. 6, p. 337-348, 1973.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; SOARES JÚNIOR, A. V. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon Region. In: KLEIN, E.L. ; VASQUEZ, M.L. ; ROSA-COSTA, L.T. (Ed.). **CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 2002. **Anais...** Belém: SBG-NO, 2002, v.3. p. 245-257.

BIGARELLA, J. J. Geology of the Amazon and Parnaíba basins. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Ed.). **The ocean basins and margins**. The South Atlantic: Plenum Press, New York, 1973. p. 25-86.

BRITO NEVES, B. B. Neoproterozóico: quinto estágio da evolução crustal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 1.

BORBA, C.; AGUIAR, L. A. M.; MACIEL, W. B.; ALMEIDA, M. S.; DIAS FILHO, D. C.; SOUZA, R. S. Aspectos controladores do potencial selante de falhas: exemplo do Campo de Pilar, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 103-123, 2004.

BORBA, C.; CHANG, H. K. O papel das falhas na compartimentação de reservatórios de petróleo: escala de campo de petróleo. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., 1997, Pirenópolis. **Anais...** SBG- Núcleo Brasília, 1997.

CARNEIRO, C. C. **Interpretação de dados de sensores remotos e aerogeofísicos como ferramenta na análise estrutural da área centro-oeste do Sistema Transcorrente Carajás (PA)**. 86 f. Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2005.

CARNEIRO, C. C.; CRÓSTA, A. P.; SILVA, A. M.; BARROS, C. E. M. Aerogeofísica e SAR (R99-B/SIPAM) como ferramentas de auxílio ao mapeamento de áreas com potencial mineral na Região de Anapu-Tuerê (PA). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 10., 2007, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 2007, p. 6.

CORDANI U. G., BRITO-NEVES B. B., FUCK R. A., PORTO R., THOMAZ FILHO A., CUNHA F. M. B. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Série Ciência-Técnica-Petróleo**, Rio de Janeiro, PETROBRAS/ CENPES/ SINTEP, n. 15, p. 70, 1984.

CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. G. C; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica. **Anais...** 1979. p. J-137-J148.

COSTA, A. R. A. **Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca**. 238 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

COSTA, A. R. A. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-NO, 2003.

COSTA, J. B. S. A neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Boletim de resumos expandidos...** SGB-NO, 1996. p. 35-38.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. ; ANGELICA, R. S. (Coord). **CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 1997, Belém. **Anais...** SBG-NO, 1997. p. 15-90.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G., Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1997.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A.; JÚNIOR P. S. C. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Boletim de Resumos Expandidos...** Belém: SBG, 1994. p. 47-50.

COSTA J. B. S.; PINHEIRO R. V. L.; REIS N. J.; PESSOA M. R.; PINHEIRO S. S. O hemigráben do Tacutu: uma estrutura controlada pela geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. **Geociências**, São Paulo, v. 10, p. 119-130, 1991.

CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55, 1994.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 227-251, 2007.

DE FREITAS, R. C.; ROSTIROLLA, S. P.; DE FREITAS, D. C. Desenvolvimento de um aplicativo para determinação de paleotensões pelo critério de Mohr-Coulomb. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de resumos expandidos...** Curitiba, 2005. p. 517-520.

DELOR, C.; LAHONDÉRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J. M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, P.; TRUFFERT, C.; THÉVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; AVELAR, V. G. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana. In: GÉOLOGIE DE LA FRANCE, 2., n. 2,3,4, 2003. **Anais...** 2003. p. 5-57.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**, v. 295, p. 187-197, 1998.

FARACO, M. T. L.; VALE, A. G.; SANTOS, J. O. S.; LUZARDO, R.; FERREIRA, A. L.; OLIVEIRA, M.; MARINHO, P. A. C. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2005, Manaus. **Anais...** p. 16-31.

FELIPE, L. B.; BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; MORALES, N.; RUEDA, J. R. J. Comparação dos principais eventos neotectônicos da região Amazônica e sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 2001, Belém. **Anais...** SBG-NO, 2001.

FILHO, F. N.; THEODORO, C. E. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém, SBG-NO, 1985, v. 3. p. 267-283.

FORTES, F. A macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria da expansão da Terra. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996. Belém. **Anais...** SBG-NO, 1996. p. 304-309.

FRANZINELLI, E.; PIUCI, J. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém, 1988. p. 80-90.

GONZAGA, F. G.; GONÇALVES, F. T. T.; COUTINHO, L. F. C. Petroleum Geology of the Amazonas Basin, Brazil: Modeling of Hydrocarbon Generation and Migration. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Ed.). **Petroleum systems of South Atlantic margins. AAPG Memoir**, p. 159-178, 2000.

GOODWIN, A. M. **Principles of Precambrian Geology**. Academic Press, 1996. 327 p.

GOWER C. F. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? **Can. J. Earth Sci**, n. 30, p. 1674-1675, 1993.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; ALMEIDA, C. N.; VAN SCHMUS, W. R.; ARAÚJO, J. M. M.; MELO, S. C.; MELO, E. B.; Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, v. 135, p. 23-53, 2004.

HARTMANN, L. A. An overview of mesoproterozoic and paleoproterozoic crustal processes in the Brazilian shield. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 48.

HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Anais...** Belém: SBG-NO, 1996. p. 31-34.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. The Central Brazil Shield reviewed. **Episodes**, v. 8, n. 1, p. 29-37, 1985.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus, 1984. p. 129-147.

HIBBARD, M. J. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. **Journal of Geology**, v. 95, p. 543-561, 1987.

JOÃO, X. S. J.; VALE, A. G.; LOBATO, T. A. M. **Projeto Altamira** - Folha SA.22-Y-D. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 31 p. Brasília. 1987. Projeto concluído.

KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; SANTOS, A.; MARTINS, R. C. Structural elements of the Maloquinha Intrusive Suíte in Tapajós Mineral Province, northern Brazil, and the emplacement of the plutons. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., 1997, Salvador. **Anais...** Salvador, 1997. p. 313-314.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Vulcanology and Geothermal Research**. v. 14, p. 169-186, 1982.

LE MAITRE, R. W. **Igneous rocks**: a classification and glossary of terms. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 236 p.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote sensing and image interpretation**. 4. ed. New York: John Wiley & Sons, 2004. 763 p.

LIMA, M. I. C. Atualização do mapa geológico do Estado do Pará, na escala 1:2.000.000. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-NO, 2003.

LIMA, M. I. C. Compartimentação lito-estrutural do Cráton Amazônico (Brasil) e suas potencialidades metalogenéticas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG-NO, 1985, v.3. p. 62-78.

LIMA, M. I. C. Província Estrutural Amazônia Revisada. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, **Atas...** CD-ROM.

LIMA, M. I. C.; COELHO, F. A.; PENALBER, L. O. G.; BEZERRA, P. E. L. Geologia da Folha SA.22-Belém. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-NO, 2003.



LIMA, M. I. C.; PENALBER, L. O. G.; COELHO, F. A. J. F.; BEZERRA, P. E. L. Esboço tectônico da Folha SB.22X-A (Novo Repartimento) (PA). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005. **Boletim de resumos expandidos...** Curitiba: 2005. p. 322-324.

MAAS, M. V. R.; TRAVASSOS, W. A. S.; RIGOTI, C. A. Estrutura da crosta inferior sob as bacias paleozóicas da Amazônia com base em dados gravimétricos: implicações na sua origem e evolução tectono-sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 95.

MACAMBIRA, M. J. B.; RICCI, P. S. F. Contexto geológico e potencial mineral da Folha Tucuruí (SA.22-Z-C) – Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 80.

MACAMBIRA, M. J. B.; SILVA, D. C. C.; BARROS, C. E. M.; SCHELLER, T. New isotope evidences confirming the existence of a paleoproterozoic terrain in the region at the North of the Carajas Mineral Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. **Anais...** v.1, 2003. p. 205-206.

MARSHAK, S.; MITRA, G. **Basic methods of structural geology**. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1988. 46 p.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.

MILLER, R. B.; PATERSON, S. R. The transition from magmatic to high temperature solid-state deformation implications form the Mount Stuart Batholith. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 835-865, 1994.

MIRANDA, F. P. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v. 26, n. 4, p. 268-291, 1983.

MOSMANN, R.; FALKENHEIN, F. U. H.; GONÇALVES, A.; FILHO, F. N. Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic Basins. In: HALBOUTY, M.T (Ed.). **Future Petroleum Provinces of the World**. AAPG Memoir, n. 40, p. 207-241, 1986.

NEVES, C. A. O. O estado da arte: prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Anais...** Sintex, Petrobras, 1989. p.13-23.

PALHA, W. S. M.; CARVALHO, A. S. Extração automática de lineamentos e análise neotectônica preliminar da região hidrográfica centro amazonense utilizando dados de interferometria de radar. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 2005. p. 1839-1846.

PALMEIRA, L. C. M.; BARROS, C. E. M. Geologia estrutural e petrografia de granitos paleoproterozóicos da região ao norte de Pacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém, **Anais...** Belém: SBG-NO, 2006.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Micro-tectonics**, 2. ed. Heidelberg - Springer, 1996. 366 p.

PATERSON, S. R.; VERNON, R. H.; FOWLER JUNIOR, T. K. Aureole tectonics. In: KERRICK, D.M. (Ed.). **Contact metamorphism**. Michigan: Mineralogical Society of America, 1991. v. 23, p. 673-714.

PATERSON, S. R.; VERNON, R. H.; TOBISCH, O. T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, v. 11, n. 3, p. 349-363, 1989.

PAWLEY, M. J.; COLLINS, W. J. The development of contrasting structures during the cooling and crystallisation of a syn-kinematic pluton. **Journal of Structural Geology**, v. 24, p. 469-483, 2002.

PEREIRA, L. C.; CAPUTO, M. V. Estudo da evolução tectônica e estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 2006. p. 15-19.

PETFORD, N.; CRUDEN, A. R.; McCAFFREY, K. J. W.; VIGNERESSE, J.-L. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. **Nature**, v. 408, p. 669-673, 2000.

PETIT, J. P. Criteria for the sense of movement on fault surface in brittle rocks. **Journal of Structural Geology**, v. 9, n. 5/6, p. 597-608, 1987.

PETRI, S.; SANCHEZ, E. A. M. Comparação das bacias intracratônicas brasileiras, nos seus grandes traços. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 93.

PITCHER, W. S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. **J. Geol. Soc. London**, v. 36, p. 627-662, 1979.

PONS J.; BARBEY P.; NACHIT H.; BURG J.-P. Development of igneous layering during growth of pluton: The Taçouate Laccolith (Morocco). **Tectonophysics**, v. 431, p. 271-286, 2006.

QUEIROZ, C. L.; MENESES, P. R., JOST, H. Lineamentos em imagens de sensores remotos e seu significado estrutural nos terrenos *granito-greenstone belt* de Crixás (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 4, p. 655-662, 2000.

RAMOS, V. A. The neoproterozoic belts of the Andean basement. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008.

REZENDE, W. M.; BRITO, C. G. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju, **Anais...** Aracaju, 1973. p. 227-245.

RODRIGUEZ, S. K. **Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “volta grande” do Rio Xingu, Altamira, PA.** 106 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

ROHRBAUGH, M. B.; DUNNE, W. M.; MAULDON, M. Estimating fracture trace intensity, density, and mean length using circular scan lines and windows. **AAPG Bulletin**, v. 86, n. 12, p. 2089-2104, 2002.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TOLEDO, P. M.; SANTOS JUNIOR, A. E. A.; SILVA, J. D. P. Evolução de paisagens no Neógeno da Amazônia e implicações na origem e distribuição da biodiversidade. Manaus. 2004.

ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A. Reativação de megalineamentos na evolução fanerozóica da Placa Sul-Americana. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de resumos expandidos...** Curitiba: SBG-PR, 2005. p. 290-293.

SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. C. Grandes falhas no Brasil Continental. In: MANTESSO, N.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R., BRITO NEVES, B. B (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 407-421.

SANTOS, J. O. S.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A faixa colisional K'Mudku (idade grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém, **Anais...** Belém: SBG-NO, 2006.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém, **Anais...** Belém: SBG-NO, 2006.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology, **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, M. V.; SOUSA FILHO, E. E.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; RIBEIRO, A. C. O.; PAYOLLA, B. L.; VASCONI, A. V. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na Bacia do Médio Rio Xingu – Altamira-PA. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...**, Belém: v.1, 1988. p. 363-377.

SANTOS, T. B. **Análise estrutural da Bacia do Amazonas, região de Itaituba, PA.** Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

SARDINHA, A. S. ; BARROS, C. E. M. ; KRYMSKY, R. Geology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajas Metallogenic Province, northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, p. 327-339, 2006.

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1997. **Anais...** Belém, SBG-NO, 1997. p. 91-142.

SCHIMID, S. M.; HANDY, M. R. Towards a genetic classification of Fault Rocks: Geological usage and Tectonophysical Implications. In: MULLER, D. W.; MCKENZIE, J. A.; WEISSERT, H. (Ed.). **Controversies in Modern Geology**. London: Academic Press, 1991. p. 339-361.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2003. p. 5-54.

SIAL, A. N.; VASCONCELOS, P. M.; FERREIRA, V. P.; PESSÔA, R. J. R.; BRASILINO, R. G.; MORAIS NETO, J. M. Geochronological and mineralogical constraints on depth and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. **Lithos**, v. 105, p. 226-238, 2008.

SILVA, C. L.; CROSTA, A. P.; MORALES, N.; BORGES, M. S.; COSTA, S. S.; HORBE, M. C.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; HORBE, M. A. Análise morfotectônica da região sudoeste de Manaus por meio de modelo digital de terreno. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG-NO, 2003.

SIMPSON, C. Determination of movement sense in mylonites. **Journal of Geological Education**, v. 34, p. 246-261, 1986.

SOUSA, M. M.; BARROS, C. E. M. Estudo petrográfico e estrutural de rochas granitóides paleoproterozóicas na região sul de Pacajá, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Anais...** SBG-NO, v.1, 2006. p. 1-3.

SOUZA-LIMA, W. Bacias sedimentares brasileiras – Bacias paleozóicas. **Fundação paleontológica Phoenix**. Aracaju, v. 80, n. 7, p. 1-4, 2005.

SOUZA, V. S.; KOTSCHUBEY, B. Geologia e mineralizações auríferas do garimpo do Manelão, região do médio Rio Bacajá (PA). In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2005, Manaus. **Anais...** Manaus: v.4, 2005. p. 151-163.

TAKAGI, H. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. **Journal of Structural Geology**, v. 8, n. 1, p. 3-14, 1986.

TASSINARI, C. G. C.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, C. G. C.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO, N.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B.B (Ed.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 471-485.



TAVARES JÚNIOR, S. S.; COSTA, J. A. V.; NETA, L. C. B.; COSTA, M. L. Processamento de imagens CBERS-2 e SAR/SIPAM no estudo de estruturas tectônicas e de feições erosivas lineares na Serra do Tepequém – Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém, **Anais...** Belém: SBG-NO, 2006.

THOMAZ-FILHO, A.; ANTONIOLI, L.; MIZUSAKI, A. M. P. A exploração de petróleo nas bacias paleozóicas brasileiras no contexto da tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 90.

TORRES, R. B. **Contribuição ao estudo do arcabouço estrutural da área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas, através da análise integrada de dados de topografia, geologia, magnetometria, gravimetria e sensoriamento remoto.** 153 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2000.

TSOUTRELIS, C. E.; EXADACTYLOS, G. E.; KAPENIS, A. P. Study of the rock mass discontinuity system using photoanalysis. In Rossmanith, H. P. (Ed.). **Mechanics of Jointed and Faulted Rock.** Rotterdam, 1990. p. 103-112.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural geology.** New York: W.H. Freeman and Company, 2007. 736 p.

VARGAS-MATTOS, G.; GERALDES, M. C.; SALINAS, R. M.; TEIXEIRA, W. Características petrográficas e geoquímicas dos granitóides da Orogenia Sunsás, SW do Cráton Amazônico, Bolívia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, **Anais...** Curitiba: SBG-PR, 2008. p. 51.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG R. A. Shrimp U-Pb ages for granitoids and gneisses from western Bacajá Domain, Southeastern Amazonian Craton, Brasil. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METLLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, 2006, Belém. **Abstracts volume and field trips guide...** Belém: PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006, p. 32.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARMSTRONG, R. A. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian cráton, Brasil: Neoarchean to Orosirian evolution. **Precambrian Research**, v. 161, p. 279-302, 2008.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA, M. A. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Pará – Novos dados geológicos e geocronológicos. In: CONTRIBUIÇÕES A GEOLOGIA DA AMAZONIA, 2005, Manaus. **Anais...** v. 4, 2005. p. 16-31.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG**: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p.

VIGNERESSE, J. L.; BARBEY, P.; CUNEY, M. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. **Journal of Petrology**, v. 37, n. 6, p. 1579-1600, 1996.

WANDERLEY FILHO, J. R. A influência dos lineamentos proterozóicos na estruturação da Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. **Boletim de resumos expandidos...** Belém: SGB-NO, 1996. p. 310-312.

WANDERLEY FILHO, J. R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. 125 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.

WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S.; ALVES, D. B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão?. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 177-184, 2006.

WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S. A.; ODOM, A. L.; SCHAMEL, S. Fault-related rocks: suggestions for terminology. **Geology**, v. 12, p. 391-394, 1984.